



Allan Silva Gomes

**CONTROLES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS SOBRE A
QUALIDADE DE RESERVATÓRIOS DOS ARENITOS DAS
FORMAÇÕES TREMEMBÉ E RESENDE, BACIA DE TAUBATÉ**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2013



UFRJ

Allan Silva Gomes

**CONTROLES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS SOBRE A QUALIDADE DE
RESERVATÓRIOS DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES TREMEMBÉ E RESENDE,
BACIA DE TAUBATÉ**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Julice Ferreira Santos (Petrobras)

Rio de Janeiro
Setembro de 2013

GOMES, Allan Silva

**Controles deposicionais e diagenéticos sobre a
qualidade de reservatórios dos arenitos das
formações Tremembé e Resende, Bacia de Taubaté. /**
Allan Silva Gomes - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2013.

x, 83 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2013.

Orientador(es): Leonardo Borghi, Julice Ferreira Santos

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Trabalho
de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de
Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Allan Silva Gomes

CONTROLES DEPOSICIONAIS E DIAGENÉTICOS SOBRE A QUALIDADE DE
RESERVATÓRIOS DOS ARENITOS DAS FORMAÇÕES TREMEMBÉ E RESENDE, BACIA
DE TAUBATÉ

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Julice Ferreira Santos (Petrobras)

Aprovada em: 26.09.2013

Por:

Orientador: Leonardo Borghi (UFRJ)

Renato Rodriguez Cabral Ramos (MN – UFRJ)

Ancilla Maria Almeida de Carvalho (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2013

Dedico este trabalho a meu querido avô, que infelizmente não pôde me acompanhar até o fim de minha graduação. Sei que onde estiver, sempre torcerá por mim!

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à minha família por todo apoio e carinho durante toda a faculdade, assim como em todas as outras etapas na minha vida. Se não fosse por vocês, com certeza hoje eu não poderia ter chegado até aqui.

Aos orientadores Leonardo Borghi e Julice Ferreira por todo acompanhamento e orientação durante todo o trabalho.

A PETROBRAS, pela concessão da bolsa de estágio e pela oportunidade de realizar as análises nos laboratórios do CENPES. Aos geólogos que, em algum momento, puderam me ajudar na confecção do presente trabalho (Camila Wense, Dayvisson, Jusmell). Ao pessoal do MEV (Ailton e Rose) pela ajuda com a análise das amostras. Ao pessoal do laboratório de DRX (Alberto, Camila, Cláudia, Daniel, Natã e Tainá) pela ajuda com a preparação e análise das amostras e, principalmente, por todos os bons momentos que passamos juntos.

A todos os meus colegas de classe, em especial aos amigos Danielle, Marcella, Mariana, Paula, Taísa e Victor, por todos os bons momentos que passamos ao longo dos 5 anos de faculdade.

A todos os outros amigos que, de algum modo, me deram suporte emocional durante a realização desse trabalho.

Resumo

GOMES, Allan Silva. **Controles deposicionais e diagenéticos sobre a qualidade de reservatórios dos arenitos das formações Tremembé e Resende, Bacia de Taubaté.** 2013. x, 83p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Bacia de Taubaté, localizada na porção leste do Estado de São Paulo, é uma importante feição tectônica que em conjunto com outras bacias tafrogênicas, integra o Rift Continental do Sudeste Brasileiro. Estudos sedimentológicos e estratigráficos nas últimas décadas reconheceram que essa bacia é exclusivamente continental, essencialmente constituída por depósitos de leques aluviais associados a ambientes fluviais e depósitos lacustres. A partir de um testemunho perfurado próximo à borda norte dessa bacia, arenitos das formações Tremembé e Resende foram estudados com o intuito de reconhecer o potencial dessas rochas como possíveis reservatórios de fluidos. A caracterização petrográfica de 65 lâminas delgadas permitiu o reconhecimento das principais feições texturais, composicionais e diagenéticas desses arenitos. Em conjunto com essa etapa, análises ao MEV e ao DRX possibilitaram a identificação de constituintes típicos de processos eo- e mesodiagenéticos, a saber: cutículas de esmectita, leve compactação mecânica, possível formação de pseudomatriz, cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro, dissolução de grãos detríticos, formação de porosidade secundária, autigênese de argilominerais, ilitização das esmectitas e sobrecrecimento de silicatos. Visto que os aspectos texturais e a presença de argilominerais são os principais impactantes no sistema permo-poroso dos arenitos, pode-se estabelecer seis petrofácies de reservatório, essenciais para prever a qualidade das rochas durante a etapa exploratória. A correlação dessas petrofácies com perfis geofísicos permitiu reconhecer que a Formação Resende apresenta os melhores reservatórios, pois possui maior abundância de arenitos limpos e maior espessura dos pacotes arenosos.

Palavras-chave: diagênese; caracterização de reservatórios; Bacia de Taubaté.

Abstract

GOMES, Allan Silva. **Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of sandstones from Tremembé and Resende formations, Taubaté Basin.** 2013. x, 83p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The Taubaté Basin, located in the eastern portion of São Paulo State, is a major tectonic feature that, along with other taphrogenic basins, composes the Continental Rift of Southeastern Brazil. Sedimentological and stratigraphic researches in the last decades recognized that this basin is exclusively continental, comprised by alluvial fan deposits associated with fluvial environments and lacustrine deposits. From a core drilled near the northern edge of this basin, sandstones of Tremembé and Resende formations were studied in order to recognize the potential of these rocks as possible fluid reservoirs. The petrographic characterization of 65 thin sections allowed the recognition of the main textural, compositional and diagenetic features of these sandstones. In addition, SEM and XRD analyses allowed the identification of typical constituents of eo- and mesogenetic stages, namely: smectite coatings, smooth mechanical compaction, possible formation of pseudomatrix, iron oxide/hydroxide cementation, dissolution of detrital grains, formation of secondary porosity, authigenesis of clay minerals, smectite illitization and overgrowth of silicates. Since the textural features and the presence of clay minerals are the main impacting factors on the permo-porous system of these sandstones, six reservoir petrofacies could be established, being essential for the prediction of the quality of rocks during exploration. The correlation of these petrofacies with geophysical logs allowed to recognize that the Resende Formation owns the best reservoirs because it has a greater abundance of clean sandstones and also due to the greater thickness of the sandy layers.

Key-Words: diagenesis; reservoir characterization; Taubaté Basin

Lista de figuras

Figura 1 – Localização da Bacia de Taubaté no Brasil, mostrando as principais cidades englobadas pela bacia. Fonte: SIGMINE, 2013	1
Figura 2 – Mapa de localização da Bacia de Taubaté e local onde o poço PGB-03-SP foi perfurado. Modificado de Sampol (2007)	3
Figura 3 – Mapa de distribuição dos quatro <i>rifts</i> que compõem o SRCBS. Extraído de Zalán & Oliveira, 2005	8
Figura 4 – Bacias cenozoicas continentais do sudeste brasileiro. Extraído de Hasui, 2010	10
Figura 5 – Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté mostrando os principais depocentros e altos estruturais do embasamento (Marques, 1990)	12
Figura 6 – Coluna litoestratigráfica proposta para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Modificado de Riccomini <i>et al.</i> , 2004	13
Figura 7 – Mapa geológico da Bacia de Taubaté (Riccomini et al., 2004) com a localização do poço PGB-03-SP plotada.	14
Figura 8 – Afloramento em corte de estrada da seção-tipo da Formação Resende. Fonte: Google Maps, 2013	16
Figura 9 – Evolução tectônica proposta para o segmento central do RCSB (Riccomini, 1989)	19
Figura 10 – Diagrama de Folk (1974) com plotagem da composição das 24 lâminas quantificadas petrograficamente e suas respectivas petrofácies (detalhadas posteriormente)	20
Figura 11 – Principais modos de ocorrência da esmectita	24
Figura 12 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando grão de plagioclásio parcialmente revestido por cutícula de esmectita (seta vermelha) e sobrecrecimentos de albita (setas amarelas)	24
Figura 13 – Modos de ocorrência da caulinita	25
Figura 14 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando caulinita vermiforme no espaço intergranular	26
Figura 15 – Modos de ocorrência dos óxidos/hidróxidos de ferro	27

Figura 16 – Imagem de MEV (por elétrons retroespalhados) da amostra 678,75m mostrando grão detrítico parcialmente revestido por óxido/hidróxido de ferro (tonalidades mais claras de cinza sobre o grão, seta amarela)	27
Figura 17 – Calcita microcristalina substituindo parcialmente microclina detrítica (seta rosa) na amostra 55,40m (aumento de 10x)	28
Figura 18 – EDS realizado em agregados minerais na amostra 424,05m. A partir dos picos, pode-se deduzir que esses minerais são compostos por carbonato de cálcio (aragonita?)	29
Figura 19 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando esmectita/ilita com hábito de “repolho” no espaço intergranular (seta vermelha) e crescimento de feldspato sobre o grão detrítico (seta amarela)	30
Figura 20 – Imagem de MEV (sinal de elétrons secundários) da amostra 678,75m mostrando sobrecrecimentos de quartzo (setas amarelas) e pequenos agregados de argilominerais, interpretados como cloritas	31
Figura 21 – EDS realizado em agregados semelhantes aos encontrados na figura 20, porém em outra localidade da amostra 678,75m. O resultado interpretado para os espectros 1 e 2 foi clorita rica em ferro	32
Figura 22 – EDS realizado nos cristais hexagonais encontrados na amostra 678,75m. O espectro, que mostra picos nos elementos Ca, P, O, F e Ce, permite interpretar esse mineral como um fosfato de cálcio e ETR	33
Figura 23 – Diagrama mostrando o grau de argilosidade vs. o volume intergranular e relação com as petrofácies de reservatório estabelecidas para as 24 lâminas com quantificação petrográfica	35
Figura 24 – Aspectos diagnósticos de cada petrofácies	36
Figura 25 – Diagramas indicadores de proveniência tectônica (arco magmático, bloco continental e orógeno reciclado) e suas respectivas subdivisões (segundo Dickinson, 1985)	38
Figura 26 – Sequência sugerida para a evolução diagenética dos arcóseos das formações Tremembé e Resende	42
Figura 27 – Quantificação relativa dos argilominerais em relação com a profundidade	43
Figura 28 – Mapa de isotemperaturas do topo do embasamento da Bacia de Taubaté. Notar a forte anomalia térmica nas adjacências do município de Pindamonhangaba. Adaptado de Souza Filho, 2012	47
Figura 29 – Imagem de MEV (por elétrons retroespalhados) da amostra 678,75m mostrando cristais radiais de clorita inibindo localmente o sobrecrecimento de quartzo	48
Figura 30 – Principais aspectos da compactação	50
Figura 31 – Curva mostrando o grau de dissolução vs. profundidade, onde pode-se perceber que a dissolução aumenta levemente com a profundidade	51

Figura 32 – Aspectos de dissolução dos grãos	51
Figura 33 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 678,75m mostrando porosidade intragranular gerada a partir da dissolução do plagioclásio	52
Figura 34 – Gráfico de macroporosidade vs. profundidade com petrofácies plotadas	53
Figura 35 – Diagrama indicando a quantidade relativa de petrofácies para cada paleoambiente da Formação Tremembé	60
Figura 36 – Diagrama indicando a quantidade relativa de petrofácies para cada paleoambiente da Formação Resende	61
Figura 37 – Diagrama indicando a quantidade relativa de petrofácies para as formações Tremembé e Resende	62
Figura 38 – Gráfico de porosidade (quantificada em lâmina) vs. profundidade com petrofácies plotadas e com sobreposição da curva de porosidade efetiva	63

Lista de tabelas

Tabela 1 – Porcentuais médios e máximos dos constituintes das amostras estudadas, obtidos através de análise petrográfica.	22
---	----

Lista de quadros

Quadro 1 – Tipos de proveniência mais importantes mostrados pelos diagramas Qt-F-L e Qm-F-Lt e aspectos das areias geradas (Dickinson, 1985)	38
Quadro 2 – Caminhos de evolução mais comuns dos argilominerais nos arenitos. Adaptado de Worden & Morad (2003)	45
Quadro 3 – Principais aspectos texturais dos arcóseos da Formação Tremembé e suas respectivas petrofácies de reservatório. As células mescladas representam o mesmo pacote de arcóseo	55
Quadro 4 – Principais processos eodiagenéticos que afetam o sistema permo-poroso dos arcóseos das formações Tremembé e Resende e os seus impactos potenciais na qualidade dos reservatórios. Baseado em Morad <i>et al.</i> (2010)	55
Quadro 5 – Principais aspectos texturais dos arcóseos da Formação Resende e suas respectivas petrofácies de reservatório. As células mescladas representam o mesmo pacote de arcóseo	57
Quadro 6 – Principais processos que afetam o sistema permo-poroso dos arcóseos da Formação Resende e os seus impactos potenciais na qualidade dos reservatórios. Baseado em Morad <i>et al.</i> (2010)	58
Quadro 7 – Eletrofácies estabelecidas por Sampol (2007) para o poço PGB-03-SP	59
Quadro 8 – Eletrossequências estabelecidas a partir da sucessão de eletrofácies para o poço PGB-03-SP (adaptado de Sampol, 2007)	59

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas.....	xi
Lista de quadros	xii
Sumário	xiii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. MATERIAIS E MÉTODOS	3
3. GEOLOGIA DA BACIA DE TAUBATÉ	7
3.1. Aspectos gerais.....	7
3.2. Contexto geológico regional	9
3.3. Embasamento	11
3.4. Estratigrafia da Bacia de Taubaté.....	12
3.4.1. Formação Resende	14
3.4.2. Formação Tremembé.....	16
3.5. Evolução tectonossedimentar cenozoica.....	18
4. RESULTADOS	20
4.1. Aspectos texturais e composicionais dos arenitos.....	20
4.2. Constituintes diagenéticos.....	23
4.2.1. Esmeclita	23
4.2.2. Caulinita.....	25
4.2.3. Óxidos/hidróxidos de ferro	26
4.2.4. Carbonatos	28
4.2.5. Sobrecrecimento de silicatos.....	29
4.2.6. Esmeclita-ilita.....	30
4.2.7. Clorita	31
4.2.8. Ilita	32
4.3. Aspectos de cimentação hidrotermal.....	33
4.4. Petrofácies de reservatório.....	34
5. DISCUSSÕES	37
5.1. Proveniência tectônica	37
5.2. Diagênese	40

5.2.1. Conceitos abordados	40
5.2.2. Evolução diagenética	41
5.2.3. Principais constituintes eodiagenéticos	42
5.2.4. Principais constituintes mesodiagenéticos	45
5.3. Compactação, dissolução e porosidade	49
5.4. Qualidade dos reservatórios.....	54
5.4.1. Formação Tremembé.....	54
5.4.2. Formação Resende	56
5.5. Correlação rocha-perfil	59
5.5.1. Eletrofácies	59
5.5.2. Porosidade efetiva	62
6. CONCLUSÕES.....	64
Referências Bibliográficas	67
APÊNDICE A	71
APÊNDICE B	72
APÊNDICE C.....	73
APÊNDICE D.....	73
APÊNDICE E	83

bacia (fácies distal da Formação Resende), em sistemas lacustres (Formação Tremembé) e em sistemas fluviais meandrantos (Formação São Paulo).

Embora estudos anteriores tenham apontado que os folhelhos geradores da bacia são imaturos, as formações Resende e Tremembé constituem um sistema petrolífero potencial, devido à intercalação entre camadas arenosas (que serviriam como reservatórios) e pelíticas (que serviriam como geradoras e selantes) e à presença de falhas, que poderiam contribuir com a geração de trapas estruturais (Torres-Ribeiro, 2004).

Ainda assim, um estudo de caracterização de reservatórios nessa bacia é relevante, já que pode contribuir com a análise do comportamento dos aquíferos presentes e ainda com o possível aproveitamento da bacia para a estocagem de gás, visto que a região está localizada num importante eixo econômico entre São Paulo e Rio de Janeiro.

À luz dessas informações, o presente trabalho objetiva reconhecer o potencial das formações Tremembé e Resende como reservatórios de fluidos a partir da análise de um testemunho, perfurado próximo à cidade de Pindamonhangaba. Para isso, foi realizada análise petrográfica detalhada integrada a técnicas como a microscopia eletrônica de varredura e a difração de raios X, visando a identificação dos principais constituintes que afetam o sistema permo-poroso desses arenitos. A fim de contribuir com essas análises, os dados obtidos ainda foram correlacionados com perfis geofísicos de poço.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente trabalho foi realizada análise de 65 lâminas petrográficas (apêndices A, B e E), confeccionadas a partir de um testemunho de sondagem retirado do poço PGB-03-SP, localizado na borda norte da Bacia de Taubaté, próximo à cidade de Pindamonhangaba (figura 2). O poço, realizado pelo Projeto BACINT (CTPetro/FINEP, nº 21.01.0347-00), perfurou 744,5m de depósitos sedimentares das formações Tremembé e Resende e alcançou o topo do embasamento da bacia. Além do testemunho, foram adquiridos perfis geofísicos de raios gama e sônico (apêndice D).



Figura 2 – Mapa de localização da Bacia de Taubaté e local onde o poço PGB-03-SP foi perfurado. Modificado de Sampol (2007).

O trabalho consistiu em cinco etapas principais, definidas a seguir: (1) levantamento bibliográfico, (2) análise petrográfica qualitativa, (3) análise petrográfica quantitativa, (4) emprego de técnicas alternativas (MEV, DRX), (5) correlação rocha-perfil.

(1) Leitura de trabalhos científicos sobre a geologia do sudeste brasileiro (objetivando o maior grau de conhecimento a respeito da Bacia de Taubaté), caracterização petrográfica, diagênese em arenitos e qualidade de reservatórios.

(2) Para a caracterização petrográfica qualitativa foi utilizado um microscópio óptico (marca Zeiss, modelo Axio A1) com uma câmera acoplada (marca Zeiss, modelo AxioCam MRc), onde foi possível observar os aspectos texturais, composicionais e diagenéticos das amostras. Essa etapa visou o reconhecimento de diferentes características no sistema permo-poroso e quais constituintes foram responsáveis por impactar esse sistema (cimentos, argilominerais, por exemplo). Desse modo, definiram-se as petrofácies de reservatório, que são essenciais para prever a qualidade das rochas durante a etapa exploratória. As petrofácies foram determinadas como em De Ros & Goldberg (2007), onde foram consideradas as características petrográficas mais relevantes que afetam diretamente a porosidade e a permeabilidade da rocha. Além disso, segundo estes autores, estas características devem ser correlacionadas com valores absolutos de porosidade e permeabilidade e com perfis de poço. Entretanto, como não foi possível realizar ensaios de petrofísica básica nas amostras do testemunho analisado, tentou-se estabelecer uma relação entre as petrofácies reconhecidas apenas com os perfis geofísicos disponíveis;

(3) A análise petrográfica quantitativa foi realizada através da contagem de 300 pontos dos componentes de 24 lâminas delgadas, segundo o método Gazzi-Dickinson. Segundo esse método, cristais maiores do que 0,0625mm são contados como grãos minerais, independente se eles ocorrem como partículas clásticas isoladas ou como constituintes poliminerálicos. Assim, fragmentos de rochas plutônicas podem ser incorporados no campo F do diagrama QFL (Folk, 1974);

(4) A fim de contribuir com as análises, foram utilizadas técnicas alternativas como a microscopia eletrônica de varredura e a difração de raios X;

Os fragmentos de rocha analisados ao MEV permitem a caracterização morfológica e composicional dos minerais presentes, assim como o reconhecimento da relação existente entre os mesmos. Para o preparo de uma amostra, a mesma deve ser aderida a um suporte condutor de latão e ser recoberta por uma fina película de ouro-paládio através de um metalizador (marca Emitech, modelo K750X). As análises ao MEV (marca JEOL, modelo JSM6490LV), são realizadas através de imagens por elétrons secundários/retroespalhados, operadas em alto vácuo a 20kV e com distância de trabalho de cerca de 10mm. As microanálises por EDS foram obtidas através do Sistema de Microanálises OXFORD Inca, acoplado ao MEV. Essas análises foram feitas no laboratório de microscopia eletrônica de varredura no CENPES/Petrobras.

A difração de raios X foi utilizada no presente trabalho com o intuito de reconhecer qualitativamente e quantitativamente as frações argilosas (menores que $2\mu\text{m}$) presentes nos principais reservatórios identificados e ao longo do testemunho. Para a confecção das 16 lâminas orientadas, as amostras foram imersas em água destilada e desagregadas por ultrassom de ponta por cerca de 3 minutos. Em seguida, retirou-se por centrifugação o material contido na fração granulométrica inferior a $2\mu\text{m}$ da suspensão estável obtida. Este material foi concentrado por centrifugação e da pasta resultante prepararam-se as lâminas orientadas pelo método do esfregaço (Thiry, 1974). Estas lâminas foram tratadas com etileno glicol e aquecidas a 490°C a fim de se identificar os argilominerais (Alves, 1987). Os difratogramas das análises dos argilominerais foram obtidos pelo difratômetro (marca Rigaku, modelo D/MAX – 2200/PC), utilizando-se para isto radiação k-alfa do cobre nas condições de 40kV e 40mA de corrente de filamento e fendas de 2mm, 2mm, 0,3mm e 0,6mm. A velocidade de varredura do goniômetro foi de $6^{\circ}/\text{min}$. Os difratogramas foram analisados no

software Jade 9 (da empresa Materials Data Incorporated), onde foram interpretados por comparação com os padrões disponíveis na literatura científica (Moore & Reynolds, 1997). Os valores semiquantitativos dos argilominerais presentes foram estimados a partir da medida da altura dos picos principais. Essas análises foram feitas no laboratório de difração de raios X no CENPES/Petrobras.

(5) Os resultados aqui obtidos ainda foram correlacionados com os dados geofísicos de poço e com os de Sampol (2007). A fim de correlacionar estratigraficamente o poço PGB-03-SP com outro poço na bacia (não abordado neste trabalho), essa autora realizou a modelagem de eletrofácies para a caracterização em eletrossequências com base nos perfis de raios gama e sônico. Assim, a autora definiu quatro eletrofácies, três sucessões de fácies e duas eletrossequências.

3. GEOLOGIA DA BACIA DE TAUBATÉ

3.1. Aspectos gerais

A Bacia de Taubaté está inserida em um gráben, que em conjunto com uma série de outros, constitui um sistema de *rifts* continentais paralelos à margem atual do sudeste do Brasil. A origem dessas depressões tectônicas está concatenada com os processos distensivos que resultaram na abertura do Oceano Atlântico.

Este sistema, denominado inicialmente por Almeida (1976) como o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (SRSM), consiste em depressões parcialmente ocupadas por bacias sedimentares, bordejadas por montanhas formadas a partir de processos de subsidência crustal. Sob esta perspectiva, estão incluídas as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e o *Rift* da Guanabara. A gênese dessas bacias, na concepção desse autor, seria influenciada pela proximidade com a Bacia de Santos e pela presença de um sistema de falhas transcorrentes antigas. Melo *et al.* (1985) denominaria essa feição como Sistema de bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil, sem alterar significativamente a definição anteriormente proposta.

Posteriormente, Riccomini (1989) propôs a designação de *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB), ao considerar que na sua origem a feição do *rift* teria sido mais contínua do que aparenta ser hoje. O termo “continental” foi empregado para enfatizar a presença do *rift* em área continental emersa, diferenciando-o assim da Bacia de Santos, na porção oceânica (Riccomini *et al.*, 2004). Além das bacias citadas anteriormente, feições como a Bacia de Volta Redonda, por exemplo, foram englobadas nesse contexto.

Recentemente, Zalán & Oliveira (2005) propuseram uma nova concepção para a análise estrutural dos grábens do RCSB, designando essa feição tectônica como Sistema de *Rifts*

Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB). Essa denominação engloba a associação presente entre os vales tectônicos e as serras do Mar/Mantiqueira e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos e Campos, limitadas por suas linhas de charneira (figura 3).

A sedimentação da Bacia de Taubaté é exclusivamente continental, demarcada pela deposição sedimentar predominantemente grosseira em leques aluviais associados às bordas de falha e pela deposição de sedimentos essencialmente arenosos e pelíticos em ambientes fluviais (entrelaçados e meandantes) e lacustres nas porções mais distais. Estudos de cunho paleontológico e estratigráfico, demonstrados em diversos trabalhos, indicam idades cenozoicas para as rochas dessa bacia.

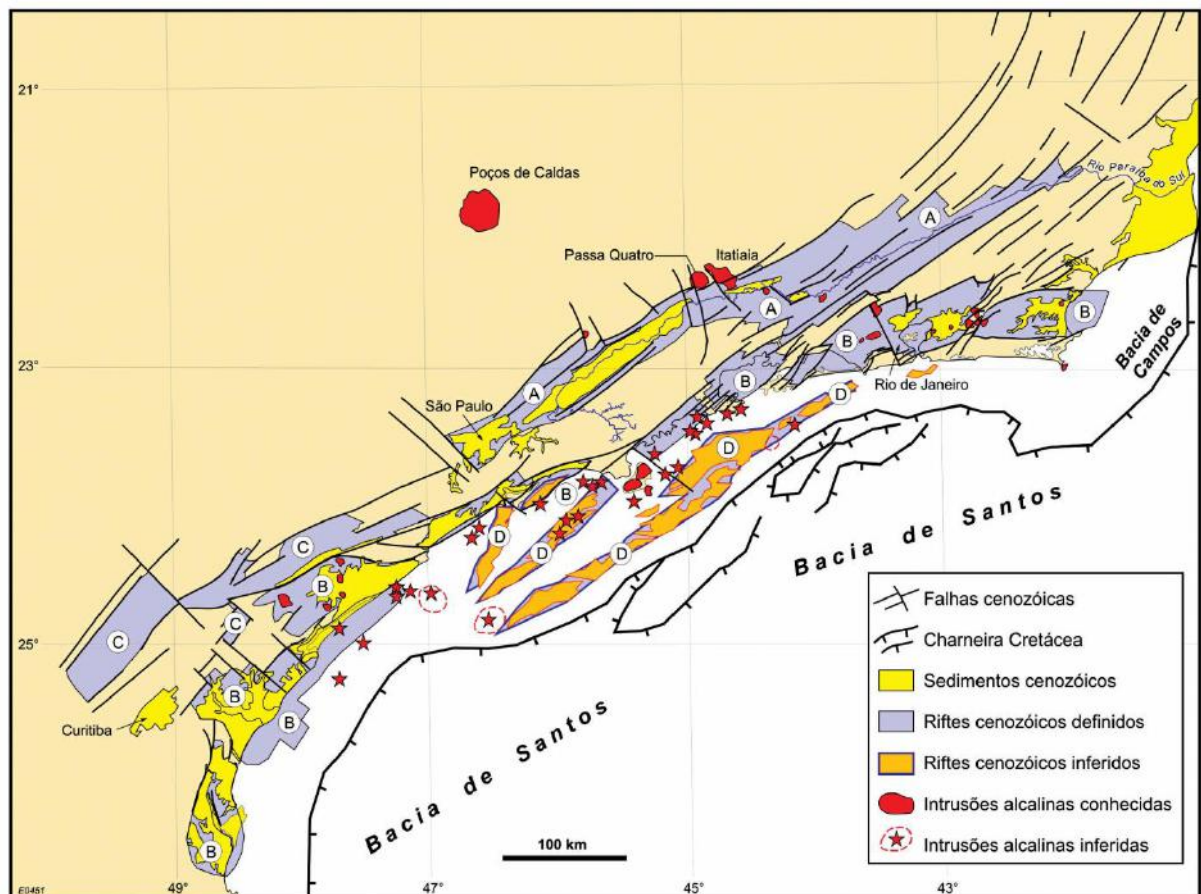


Figura 3 – Mapa de distribuição dos quatro *rifts* que compõem o SRCSB: A) Paraíba do Sul; B) Litorâneo; C) Ribeira; D) Marítimo. Extraído de Zalán & Oliveira (2005).

3.2. Contexto geológico regional

A região do sudeste do Brasil é composta por cinturões que se desenvolveram nas bordas do cráton São Francisco, relacionados à amalgamação do paleocontinente Gondwana durante o evento termo-tectônico Brasileiro, entre 720 e 550 Ma (Tupinambá *et al.*, 2000). A Faixa Ribeira, denominada por Almeida *et al.* (1973, *apud* Tupinambá *et al.*, 2000), abriga a Bacia de Taubaté, assim como a maior parte das outras feições que compõem o RCSB.

Essa faixa possui cerca de 1400km de extensão e é alongada na direção NE-SW, apresentando zonas de cisalhamento dextrais, subverticais e profundas, que registram um importante componente transpressional durante sua evolução tectônica (Trouw *et al.*, 2000). Esse cinturão é essencialmente constituído por gnaisses, migmatitos e rochas metamórficas de baixo a médio grau de idade arqueana a neoproterozoica (Almeida *et al.*, 1973 *apud* Riccomini *et al.*, 2004) e por suítes de rochas granitoides intrusivas de idade neoproterozoica (Janasi & Ulbrich, 1991 *apud* Riccomini *et al.*, 2004).

A região do embasamento exposto foi submetida a arqueamento e forte erosão a partir do final do Paleozoico até o início dos processos distensivos ligados à ruptura de Pangea e abertura do Atlântico Sul, no início do Cretáceo (*e.g.* Melo *et al.*, 1985; Riccomini *et al.*, 2004; Hasui, 2010). O início das atividades magmáticas daria origem à Reativação Sul-Atlântica, representada pelo extenso vulcanismo essencialmente basáltico que se estendeu ao longo das futuras margens passivas, pela injeção de enxames de diques de diabásio ao longo do Arco de Ponta Grossa e paralelos ao litoral sul e sudeste e pelo vulcanismo alcalino (Hasui, 2010).

A passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica, o *hot spot* de Trindade, propiciaria o soerguimento da área continental durante o Neocretáceo (89-65 Ma), segundo Zalán & Oliveira (2005). Este soerguimento, desprovido de tectonismo, foi

acompanhado de magmatismo de caráter alcalino e básico. A formação de um megaplanalto (Serra do Mar Cretácea) durante este período serviria como principal área fonte de sedimentos para as bacias de Santos, Campos e do Paraná. O grande volume de sedimentos injetados nessas bacias seria responsável pela instabilidade isostática, o que levaria à subsidência crustal durante parte do Cenozoico e à reativação das estruturas herdadas do Ciclo Brasileiro, formando assim os corredores de grábens paralelos à costa (figura 4).

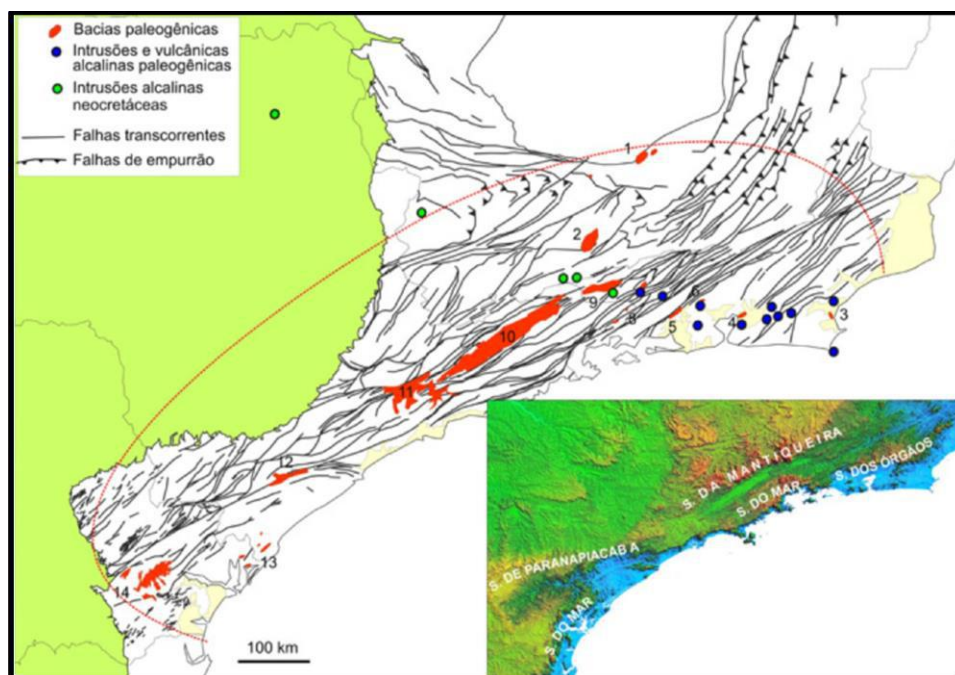


Figura 4 – Bacias cenozoicas continentais do sudeste brasileiro. Notar a forte relação existente entre essas feições e a estruturação herdada do Ciclo Brasileiro. Bacias tafrogenéticas: 1) Rio das Mortes; 2) Aiuruoca; 3) São João da Barra; 4) Guanabara e Itaboraí; 5) Rio Santana; 6) Paty dos Alferes; 7) Volta Redonda; 8) Serra da Bocaina; 9) Resende; 10) Taubaté; 11) São Paulo; 12) Sete Barras; 13) Cananéia e Pariqueira-Açu; 14) Curitiba. Extraído de Hasui (2010).

3.3. Embasamento

O embasamento da Bacia de Taubaté é essencialmente constituído pelas rochas ígneas e metamórficas da Faixa Ribeira, como mencionado anteriormente. Essa faixa pode ser compartimentada em quatro terrenos tectono-estratigráficos principais, designados de Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul-Embu, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2010). Esses terrenos representam unidades retrabalhadas ou acrescidas à margem do Cráton São Francisco.

O substrato propriamente dito da bacia é representado pelas rochas do Complexo Embu e do Domínio Juiz de Fora. O Complexo Embu, definido inicialmente por Hasui (1975), é basicamente constituído por uma série de granitoides gnáissicos, mica xistos e por migmatitos com componentes mais velhos derivados de metabasitos, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas. Apesar da escassez de dados radiométricos, análises em rochas granitoides conferiram idades entre 700 e 500 Ma, o que torna possível associá-las à Orogênese Brasileira. Entretanto, em certas localidades, algumas rochas conferiram idades paleoproterozoicas (Cordani *et al.*, 2002).

O Domínio Juiz de Fora, parte integrante do Terreno Ocidental, corresponde a uma intercalação tectônica entre rochas paleoproterozoicas do Complexo Juiz de Fora e rochas metassedimentares neoproterozoicas da Megassequência Andrelândia. O Complexo Juiz de Fora consiste basicamente em ortogranulitos gnaissificados, com composições variando entre gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos, enquanto que a Megassequência Andrelândia, neste compartimento, é fundamentalmente constituída por paragneisses, quartzitos e gonditos (Tupinambá *et al.*, 2007).

A fim de se reconhecer melhor a influência do embasamento e o arcabouço tectônico da bacia, seções sísmicas foram realizadas pela Petrobras (Marques, 1990). Desse modo, observou-se que a Bacia de Taubaté está fortemente compartimentada, sendo dividida em sub-bacias separadas por altos estruturais transversais à direção de *strike* da bacia. Além disso, pode-se visualizar que a direção de basculamento dessas sub-bacias varia, ora para NW ora para SE (figura 5).

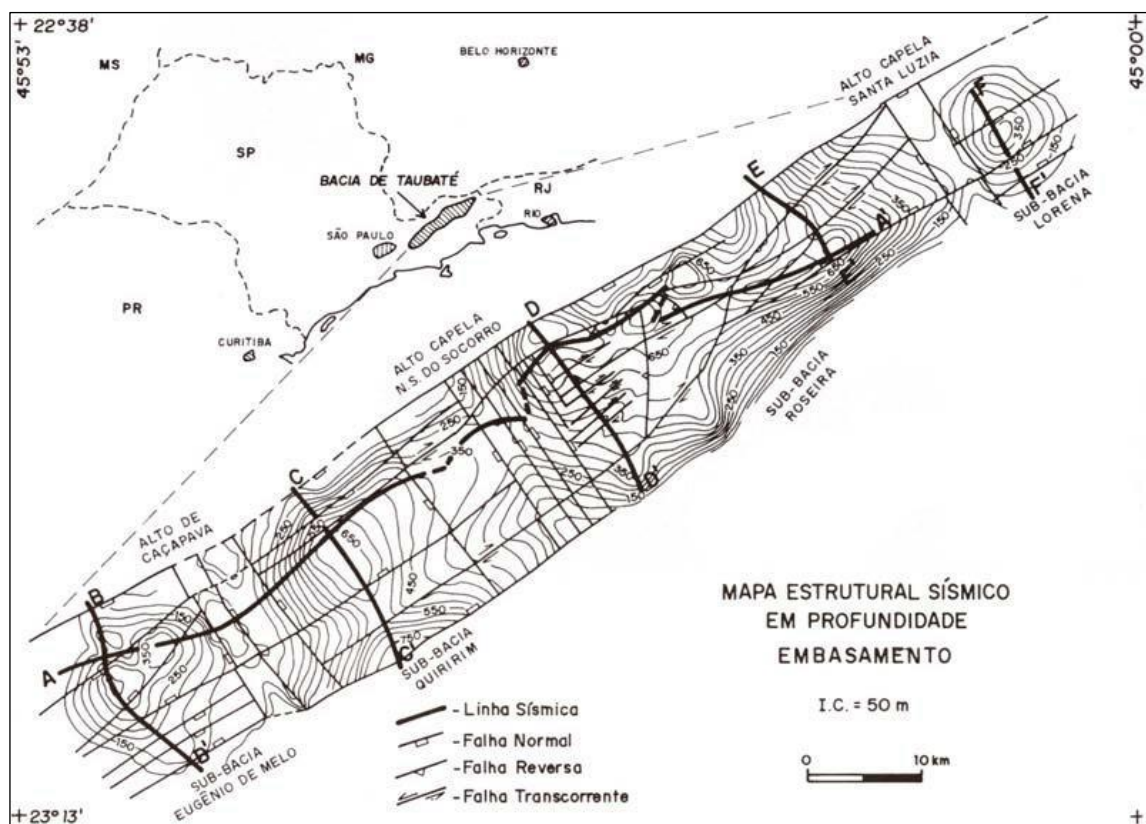


Figura 5 – Arcabouço estrutural da Bacia de Taubaté mostrando os principais depocentros e altos estruturais do embasamento (Marques, 1990).

3.4. Estratigrafia da Bacia de Taubaté

Riccomini (1989) revisou a estratigrafia das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, agrupando o preenchimento sedimentar em cinco sistemas deposicionais principais, atribuindo a cada sistema uma unidade estratigráfica (figuras 6 e 7). São eles: a)

leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados (Formação Resende); b) lacustre (Formação Tremembé); c) fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e sudoeste da Bacia de Taubaté (Formação São Paulo); d) fluvial entrelaçado de Itaquaquecetuba (Formação Itaquaquecetuba); e) fluvial meandrante da porção central da Bacia de Taubaté (Formação Pindamonhangaba). Além desses sistemas, Riccomini (1989) também reconheceu depósitos colúvio-aluviais pleistocênicos em todas as bacias.

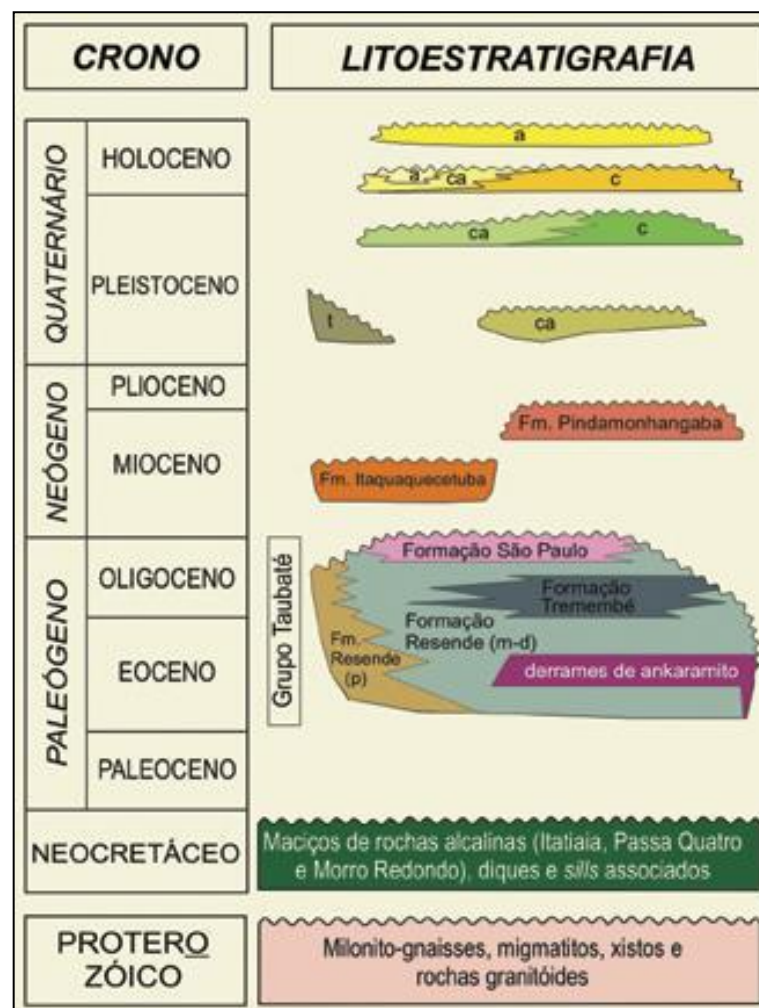


Figura 6 – Coluna litoestratigráfica proposta por Riccomini *et al.* (2004) para as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Legenda: p) leques aluviais proximais; m-d) leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados; t) depósitos de tálus; c) depósitos coluviais; ca) depósitos colúvio-aluviais; a) depósitos aluviais.

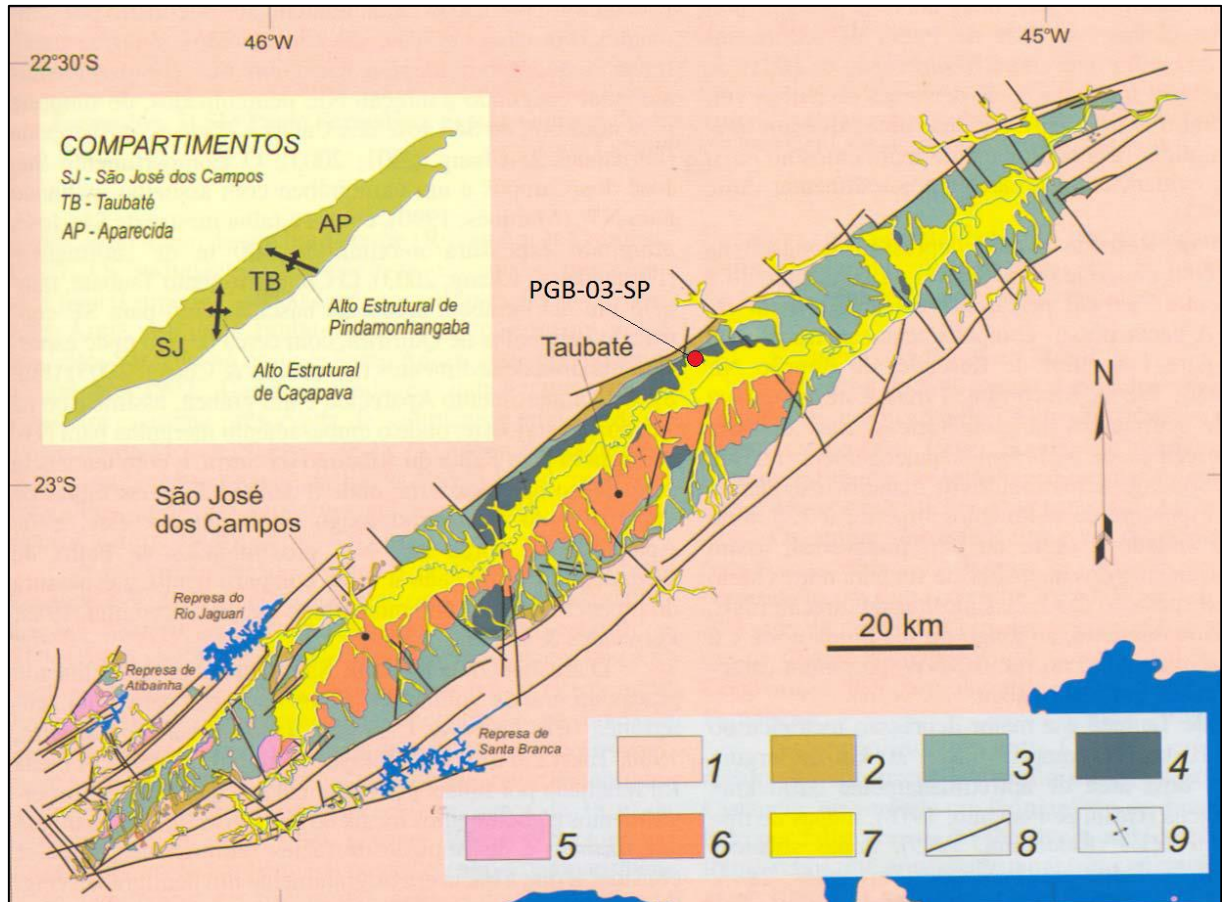


Figura 7 – Mapa geológico da Bacia de Taubaté (Riccomini *et al.*, 2004) com a localização do poço PGB-03-SP plotada. Legenda: 1) embasamento pré-cambriano; 2) Formação Resende (sistema de leques aluviais proximais); 3) Formação Resende (sistema de leques aluviais medianos a distais associados à planície aluvial de rios entrelaçados); 4) Formação Tremembé; 5) Formação São Paulo; 6) Formação Pindamonhangaba; 7) sedimentos quaternários; 8) falhas cenozoicas; 9) eixos de dobras principais.

3.4.1. Formação Resende

A Formação Resende foi originalmente denominada por Amador (1975), sendo posteriormente renomeada por Carneiro *et al.* (1976) como Formação Caçapava e por Vespucci (1984) como Formação Jacareí. A seção-tipo dessa formação está na bacia homônima, em um afloramento de corte de estrada exposto na Rodovia Presidente Dutra, km 145, no município de Resende, Estado do Rio de Janeiro (figura 8).

Os depósitos referentes a essa formação são os mais abundantes e compreendem grande parte do pacote sedimentar paleogênico. Correspondendo à porção basal do Grupo Taubaté (Riccomini, 1989), a Formação Resende é composta por depósitos de leques aluviais nas bordas de falha e por depósitos fluviais de rios entrelaçados axiais à bacia (Riccomini *et al.*, 2004).

Os depósitos das áreas proximais dos leques aluviais são constituídos por conglomerados polimíticos, com seixos a blocos líticos angulosos a subarredondados de rochas gnáissicas, graníticas e alcalinas. Já as porções medianas e distais dos leques aluviais, lateralmente interdigitadas com os depósitos proximais, correspondem a lamitos e a lamitos arenosos maciços (por vezes conglomeráticos), com matriz essencialmente esmectítica e contém proporções variáveis de grãos de quartzo, feldspato, mica e minerais máficos disseminados (Sant'Anna & Riccomini, 2001; Riccomini *et al.*, 2004).

O preenchimento sedimentar dos canais entrelaçados é representado por arenitos grossos a finos, localmente conglomeráticos, mal selecionados, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte, que constituem corpos lenticulares de espessuras métricas a decimétricas. Esses arenitos são em geral subarcoseanos e compostos por grãos angulosos a subarredondados com contatos pontuais e comumente recobertos por cutículas de argilominerais, oriundos de infiltração mecânica (Sant'Anna, 1999 *apud* Sant'Anna & Riccomini, 2001).

Estudos palinológicos realizados por Lima & Amador (1985, *apud* Riccomini *et al.*, 2004) em uma camada de linhito aflorante na Bacia de Resende indicaram idades pertencentes ao Neo-Eoceno. A mesma idade foi obtida por Yamamoto (1995, *apud* Torres-Ribeiro & Borghi, 2005) para polens, esporos e raros troncos. Entretanto, relações de campo nas outras bacias estendem sua idade até o Mioceno.

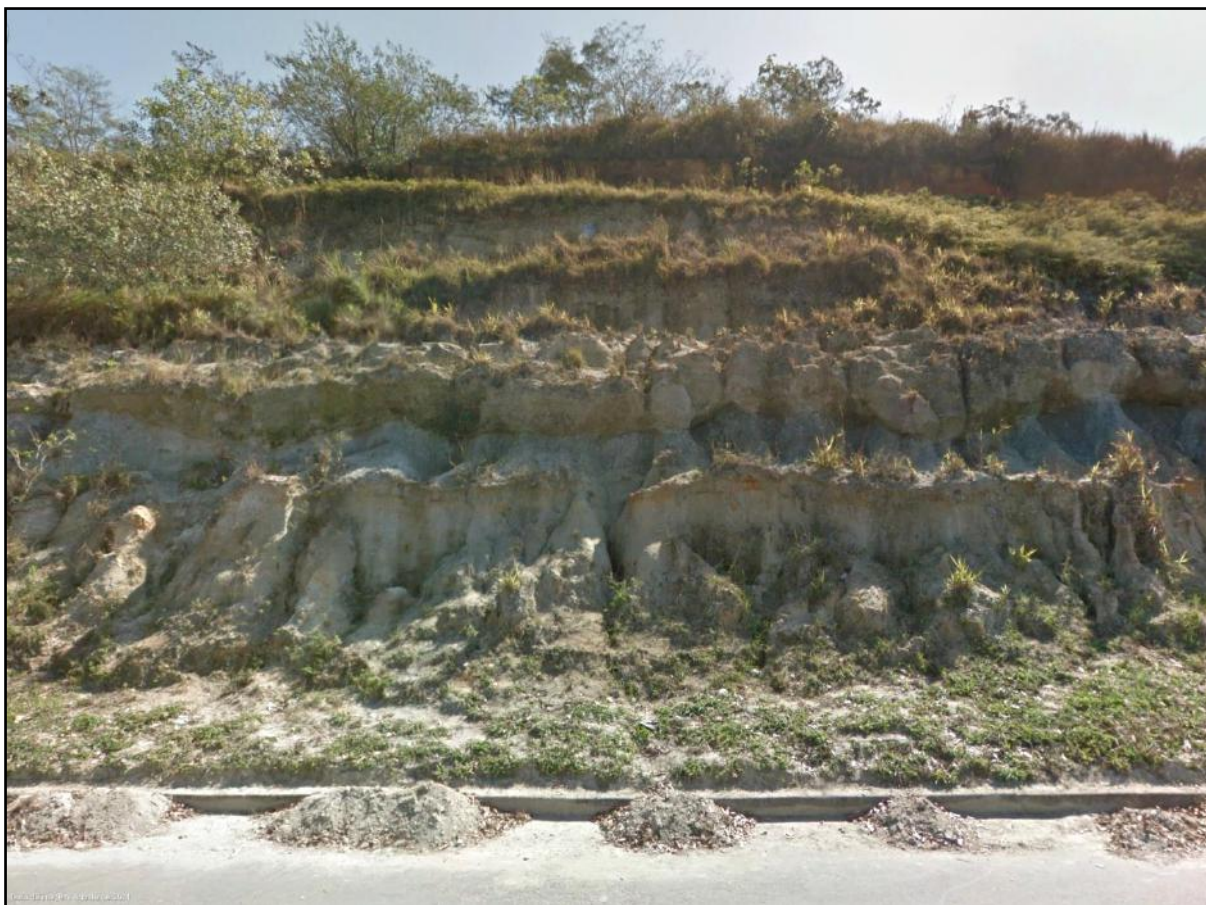


Figura 8 – Afloramento em corte de estrada da seção-tipo da Formação Resende.

3.4.2. Formação Tremembé

A Formação Tremembé, originalmente definida por Almeida (1958), corresponde a um sistema lacustre do tipo *playa-lake*, segundo a concepção de Riccomini (1989), que se desenvolveu na porção central da Bacia de Taubaté e na porção centro-norte da Bacia de São Paulo. Este mesmo autor sugeriu que o testemunho de sondagem nº 42 do CNP fosse considerado como a seção-tipo dessa formação, pois ele representa o registro mais completo e contínuo da formação, além de exibir as relações existentes com a Formação Resende.

Riccomini (1989) reconheceu cinco litofácies principais, definidas a seguir:

- (1) Fácies de argilitos verdes maciços, frequentemente fossilíferos (presença de moldes de ostracodes e restos de aves) e, localmente, com gretas de contração e concreções carbonáticas de dimensões até decimétricas;
- (2) Fácies de dolomitos com textura microesparítica, coloração verde acinzentada a branca, restrita à porção central da Bacia de Taubaté, onde ocorrem como camadas tabulares e contínuas, de espessuras decimétricas, intercaladas nos argilitos maciços;
- (3) Fácies de ritmitos formados pela alternância de lâminas ou camadas centimétricas de folhelhos e margas. Os folhelhos são de cor castanha a cinza escuro, laminados, localmente papiráceos, fossilíferos (presença de restos de peixes, coprólitos e impressões de plantas) e pirobetuminosos. As margas são ricas em ostracodes;
- (4) Fácies de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal, granodecrescência ascendente de areia média, ocasionalmente areia grossa ou grânulos, até silte, forma de lobos, presença de *climbing ripples*, estando bem desenvolvida unicamente na borda norte da Bacia de Taubaté;
- (5) Fácies de arenitos grossos, arcoseanos, conglomeráticos, localmente conglomerados polimíticos. Formam camadas tabulares de grande persistência lateral, com espessura decimétrica a métrica e base erosiva. Apresentam gradação normal de arenitos grossos com seixos de argila na base, até arenitos finos quartzosos com *climbing ripples*. Para o topo ocorrem siltitos bioturbados e argilitos com gretas de contração. Estas rochas estão intercaladas com os argilitos verdes maciços na porção central da Bacia de Taubaté.

A Formação Tremembé apresenta conteúdo fossilífero rico e diversificado, contendo fósseis de gastrópodes, ostracodes, crustáceos, palinomorfs, artrópodes, peixes, anfíbios, répteis, aves, mamíferos, plantas, icnofósseis e coprólitos (Mezzalira, 1989 *apud* Riccomini *et al.*, 2004). Estudos palinológicos realizados em amostras de folhelhos pirobetuminosos

indicaram idades pertencentes ao Oligoceno (Lima *et al.*, 1985a; Yamamoto, 1995 *apud* Riccomini *et al.*, 2004).

3.5. Evolução tectonossedimentar cenozoica

A evolução tectônica cenozoica da região do sudeste do Brasil é alvo de discussões desde meados do século XX. O modelo tectônico, atualmente o mais aceito, considera a reativação de zonas de cisalhamento NE/ENE do Ciclo Brasileiro fundamental para a estruturação das bacias aqui mencionadas. Tal reativação estaria principalmente relacionada com a tectônica distensiva responsável pela separação entre as placas Sul Americana e Africana. Entretanto, ainda há dúvidas quanto aos mecanismos geradores desse processo.

Segundo o modelo tectono-sedimentar proposto para o segmento central do RCSB por Riccomini (1989), a formação da calha inicial do *rift* e o preenchimento vulcanossedimentar da mesma ocorreria entre o Eoceno e o Oligoceno sob um regime tectônico distensivo NNW-SSE (figura 9A) que foi causado pelo basculamento termomecânico da Bacia de Santos, o que consequentemente reativaria as feições tectônicas proterozoicas. Durante este período, prevaleceu a sedimentação em ambientes de leques aluviais associados a sistemas fluviais entrelaçados (Formação Resende) e, em seguida, ocorreu a formação de um sistema lacustre (Formação Tremembé) que, por fim, seria colmatado por um sistema fluvial meandrante (Formação São Paulo).

Posteriormente, fases tectônicas deformadoras reativariam novamente falhas pré-existentes. Provavelmente durante o Mioceno, o compartimento central do RCSB sofreria transcorrência sinistral de direção E-W, com componente distensiva NW-SE e, localmente, com componente compressiva NE-SW (figura 9B). Esse evento, associado a falhas transcorrentes ou de empurrão, segmentaria a calha do *rift* nas bacias de São Paulo, Taubaté,

Resende e Volta Redonda. De modo restrito, ocorreu a formação de um sistema fluvial entrelaçado (Formação Itaquaquecetuba) durante esse intervalo.

Durante o Pleistoceno, ocorreu inversão no sentido do movimento das estruturas principais, fazendo com que a transcorrência se tornasse dextral, com componentes compressoriais NW-SE (figura 9C). Tal evento fez com que as falhas das bordas das bacias fossem reativadas, cavalcando localmente as rochas do Grupo Taubaté e segmentando parcialmente as bacias com a formação de altos estruturais. Durante este intervalo de tempo, provavelmente ocorreria a sedimentação em um ambiente fluvial meandrante (Formação Pindamonhangaba).

Entre o Pleistoceno Tardio o Holoceno, entrou em vigor um regime tectônico distensivo com direção WNW-ESE (figura 9D), aparentemente responsável pela distribuição atual dos sedimentos, pela formação da sub-bacia de Bonfim (localizada à sul de Caçapava, próximo a borda sul da Bacia de Taubaté) e pela deposição de sedimentos colúvio-aluviais.

O atual evento deformador, de caráter compressivo, causou a reativação inversa de falhas N-S e criou famílias de juntas nos sistemas colúvio-aluviais (Salvador & Riccomini, 1995 *apud* Riccomini *et al.*, 2004).

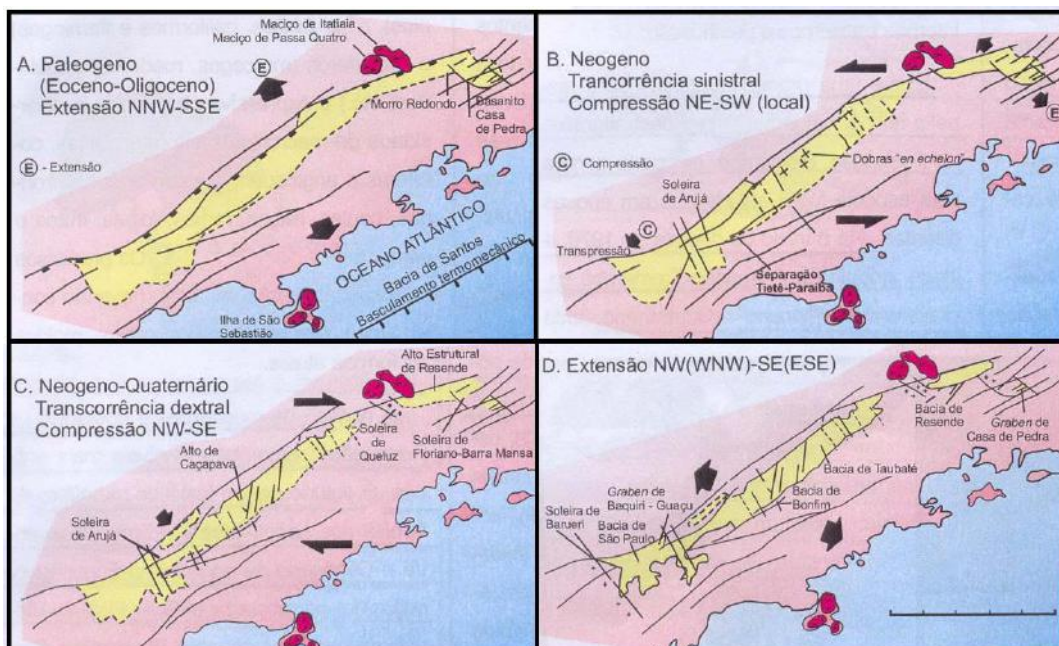


Figura 9 – Evolução tectônica proposta para o segmento central do RCSB (Riccomini, 1989).

A composição mineralógica dessas rochas está exposta na tabela 1, com valor médio e máximo para cada constituinte. Dentre os minerais detríticos observados, os feldspatos são os mais abundantes. Dentro desse grupo, os K-feldspatos são os predominantes e são representados pelo ortoclásio (méd. 19,00% – máx. 25,70%) e pela microclina (méd. 12,80% – máx. 13,00%). Vale ressaltar que o único critério adotado para diferenciar a microclina do ortoclásio, ao microscópio petrográfico, foi a presença de geminação *tartan*, portanto uma microclina sem geminação pode ser confundida com um ortoclásio. O plagioclásio também foi verificado como mineral essencial, porém em menores quantidades (méd. 2,00% – máx. 6,00%). Alguns desses feldspatos encontram-se parcialmente ou totalmente caulinizados.

O quartzo é o segundo constituinte mais abundante, por vezes sendo o principal. Ele ocorre como grãos monocristalinos (méd. 21,10% – máx. 34,70%) ou policristalinos (méd. 6,40% – máx. 13,30%), monominerálicos ou poliminerálicos em fragmentos de rocha plutônica.

Ainda foram constatados como minerais essenciais, porém em menores quantidades, a biotita (méd. 1,70% – máx. 6,00%) e a muscovita (méd. 1,06% – máx. 2,70%).

Os principais minerais acessórios identificados foram a allanita, o anfibólio, a apatita, a clinozoisita, o epidoto, a granada, o rutilo e o zircão. Todos esses minerais, salvo a clinozoisita e alguns epidotos, são encontrados como grãos detríticos ou em fragmento de rocha plutônica. As clinozoisitas e alguns epidotos identificados ocorrem substituindo totalmente grãos de feldspato, provavelmente ocasionado pela atuação de fluidos hidrotermais.

Tabela 1 – Porcentuais médios e máximos dos constituintes das amostras estudadas, obtidos através da quantificação petrográfica de 24 lâminas delgadas.

CONSTITUINTES	MÉD	MÁX	CONSTITUINTES	MÉD	MÁX
Componentes primários	65,8	77,7	Componentes diagenéticos	18,6	47,3
<u>Quartzo</u>	27,5	40,3	Albita - Crescimento - Cobertura de grão descontínua – Felds. detritico indiferenciado	<0,1	0,3
Quartzo monocristalino	21,1	34,7	Cutícula de argilomineral	2,0	6,7
Grão monomineralico	17,0	32,3	Pseudomatriz	7,6	41,7
Em frag. de rocha plutônica	4,1	13,3	<u>Argilominerais autigênicos</u>	8,9	18,0
Quartzo policristalino	6,4	13,3	Indiferenciado – Substituição de K-Felds.	2,5	7,0
Grão monomineralico	2,9	5,7	Indiferenciado - Substituição de Plg.	0,4	1,3
Em frag. de rocha plutônica	3,5	10,0	Indiferenciado - Substituição de Muscovita	0,7	2,3
<u>K-feldspato</u>	31,8	47,0	Indiferenciado - Substituição de Biotita	0,5	1,7
Microclínio - Como grão monomineralico	9,1	13,0	Indiferenciado - No espaço intersticial	5,4	15,0
Microclínio - Em frag. de rocha plutônica	3,7	9,3	Caulinita vermiforme - Preenchendo poro intergranular	0,2	1,3
Ortoclásio - Como grão monomineralico	14,0	25,7	Caulinita vermiforme - Substituindo Musc.	<0,1	0,7
Ortoclásio - Em frag. de rocha plutônica	5,0	11,3	Caulinita vermiforme - Substituindo Felds. indiferenciado	0,1	3,0
<u>Plagioclásio</u>	1,9	7,0	<u>Minerais ferrosos</u>	0,1	1,0
Grão monomineralico	1,6	6,0	Min. de Ti diagenético - Preenchendo poro intergranular	<0,1	0,3
Em frag. de rocha plutônica	0,3	0,7	Oxido/hidróxido de Fe - Substituindo constituinte primário	0,1	1,0
<u>Biotita</u>	1,7	7,0	Porosidade total	15,6	36,7
Grão monomineralico	1,4	6,0	Intergranular - Primária	12,9	36,7
Em frag. de rocha plutônica	0,3	1,3	Porosidade secundária	2,7	6,7
<u>Muscovita</u>	1,0	2,7	Intragranular - Dissolução de Felds. indiferenciado	0,9	2,7
Grão monomineralico	1,0	2,7	Intragranular - Dissolução de Ortoclásio	0,1	0,7
Em frag. de rocha plutônica	<0,1	0,7	Intragranular - Dissolução de Plagioclásio	0,2	1,0
<u>Argilas sin-deposicionais</u>	8,3	44,4	Intragranular - Dissolução de Filossilicato	0,2	0,7
Intraclasto de argila	8,3	44,4	Móldica - Dissolução de constituinte primário indiferenciado	0,9	3,3
<u>Acessórios</u>	<0,1	0,7	De encolhimento	0,4	2,7
Anfibólio	<0,1	0,7			
Granada	<0,1	0,7			

4.2. Constituintes diagenéticos

Os constituintes diagenéticos encontrados, a partir das observações petrográficas, foram os argilominerais (esmectita e caulinita), óxidos/hidróxidos de ferro, carbonatos (calcita) e sobrecrecimentos de silicatos (quartzo e albita). Métodos alternativos (MEV, DRX) foram empregados para melhorar a observação desses constituintes e identificar outras feições não vistas em lâmina delgada. Os constituintes serão detalhados a seguir.

4.2.1. Esmectita

A esmectita é o principal argilomineral encontrado nas profundidades mais rasas (até cerca de 250m) e ocorre como cutículas em volta dos grãos detríticos (figura 11A), mas também pode ocorrer como produto de alteração de grãos, como pseudomatriz gerada a partir de intraclasto lamoso esmagado (figura 11B) ou então preenchendo o espaço intergranular. Ao MEV, as cutículas comumente apresentam uma superfície suave (figura 12) devido ao tamanho diminuto dos cristais detríticos e à sua orientação tangencial ao grão (Moraes & De Ros, 1990). Entretanto, com o avanço da diagênese, as cutículas vão progressivamente descolando da superfície dos grãos e ocorre o processo de neoformação de argilas interestratificadas (figura 12). Esse fato foi corroborado pelas análises de DRX, onde pode-se perceber que a esmectita ocorre pura nas profundidades mais rasas e interestratificada (com ilita) nas mais profundas (apêndice C).

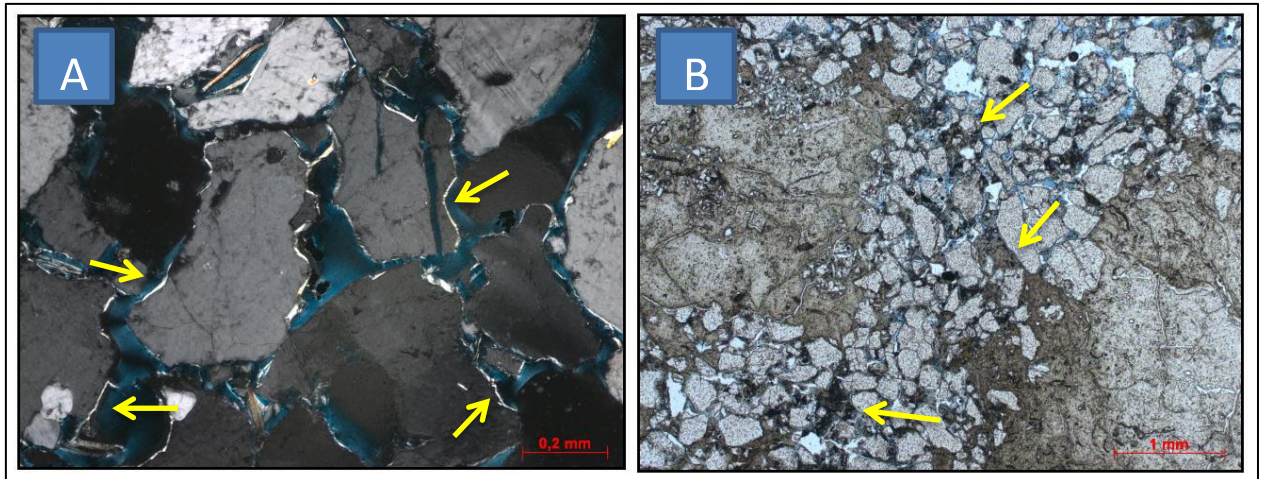


Figura 11 – Principais modos de ocorrência da esmectita. A) Finas cutículas de esmectita em volta dos grãos na amostra 430,20m (aumento de 10x); B) Pseudomatriz gerada a partir de intraclasto lamoso esmagado na amostra 202,35m (aumento de 2,5x);

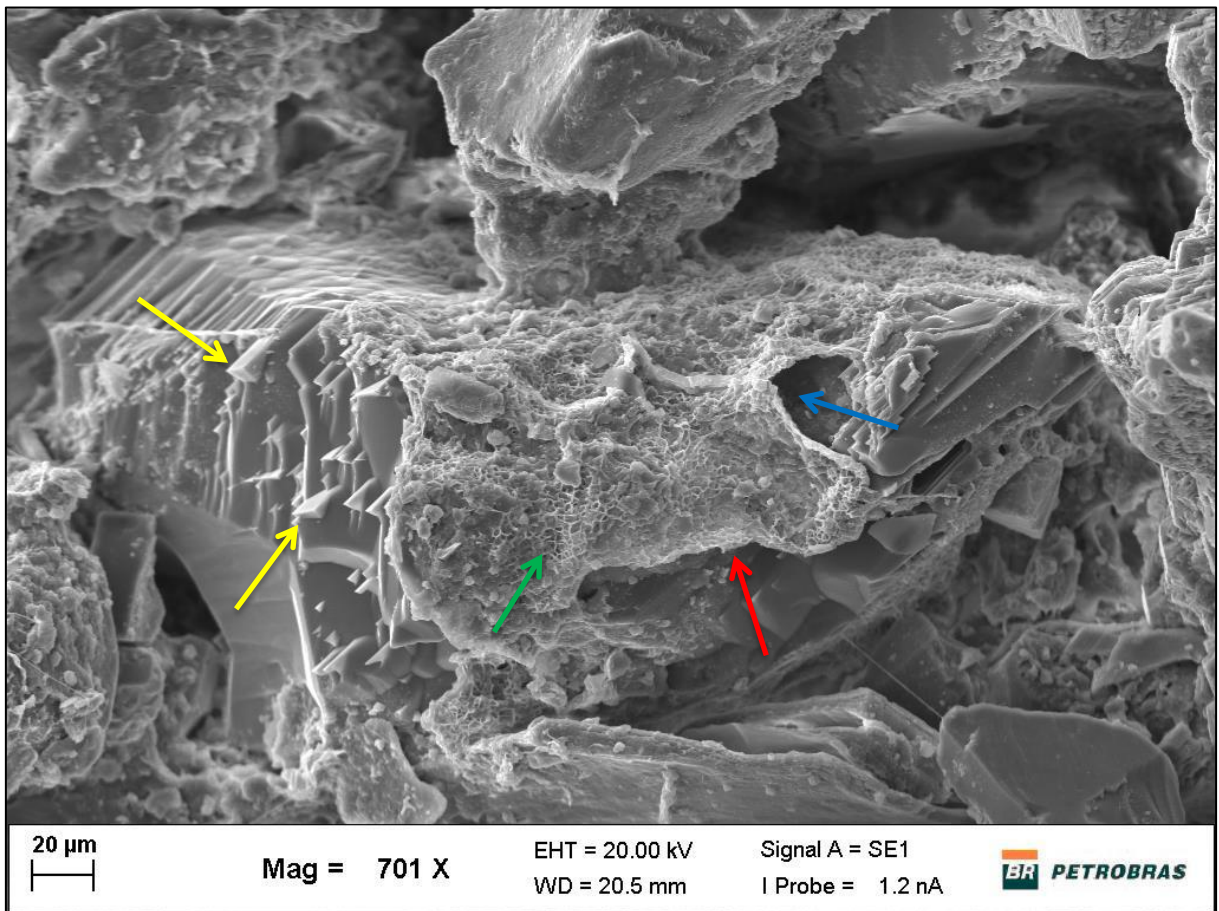


Figura 12 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando grão de plagioclásio parcialmente revestido por cutícula de esmectita (seta vermelha) e sobrecrecimentos de albita (setas amarelas). Notar o encolhimento das cutículas (seta azul) e o início da neoformação de interestratificado S/I (seta verde).

4.2.2. Caulinita

A caulinita aparece em quantidades traço até 250m de profundidade, se tornando mais abundante a partir de aproximadamente 400m. Ela ocorre fundamentalmente como produto de alteração dos feldspatos e muscovitas, geralmente sob a forma de cristais vermiformes (textura *booklet*), estando situado no espaço poroso (figuras 13A e 14), sobre o próprio grão substituído, entre as lamelas de micas expandidas (figura 13B) ou então nas bordas de muscovitas parcialmente alteradas, formando o hábito de “vassoura” (figura 13C). Segundo os difratogramas obtidos, a abundância relativa desse argilomineral tende a aumentar com a profundidade.

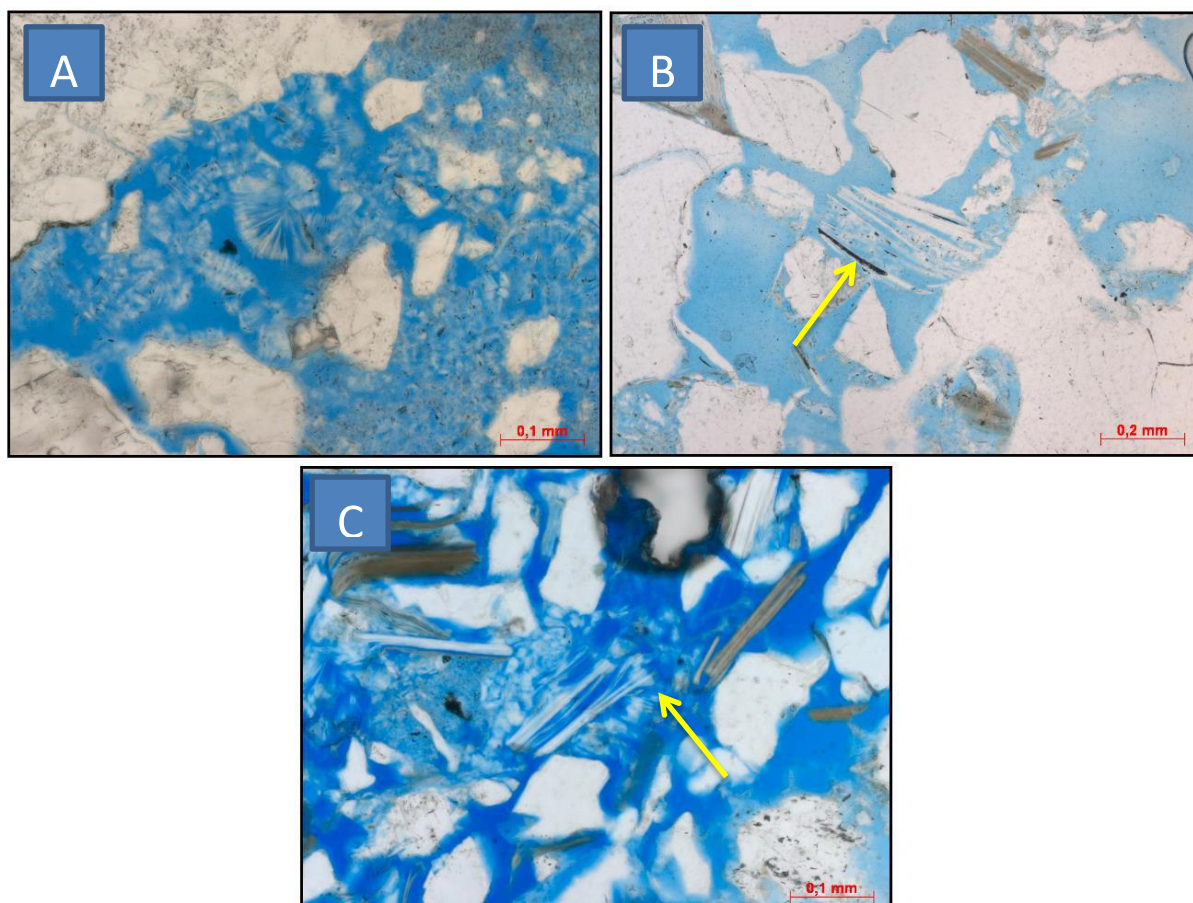


Figura 13 – Modos de ocorrência da caulinita. A) Caulinita vermicular no espaço intergranular na amostra 537,85m (aumento de 20x); B) Caulinita entre as lamelas de muscovita na amostra 543,05m (aumento de 10x); C) Muscovita com hábito em “vassoura” alterando para caulinita na amostra 284,15m (aumento de 20x);

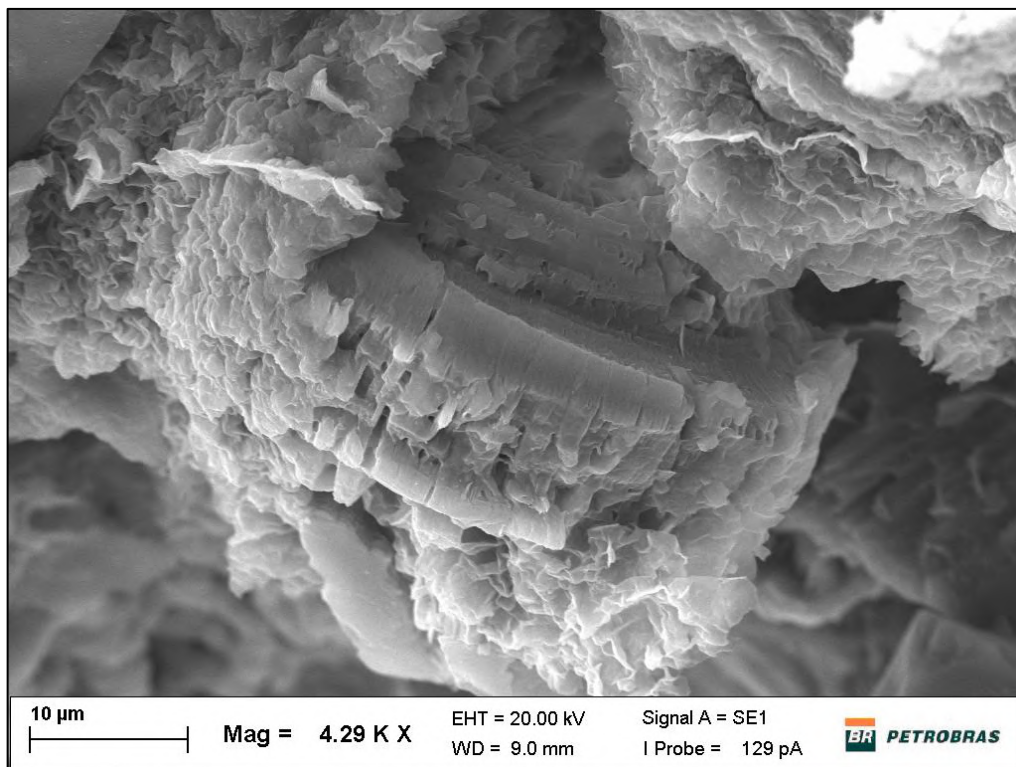


Figura 14 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando caulinita vermiforme no espaço intergranular.

4.2.3. Óxidos/hidróxidos de ferro

Os óxidos/hidróxidos de ferro são encontrados em todas as profundidades e ocorrem como pequenos cristais no espaço intersticial (figura 15A), como cutículas irregulares em volta dos grãos detríticos (figuras 15B e 16) ou então substituindo total ou parcialmente os grãos (figura 15C) e as argilas.

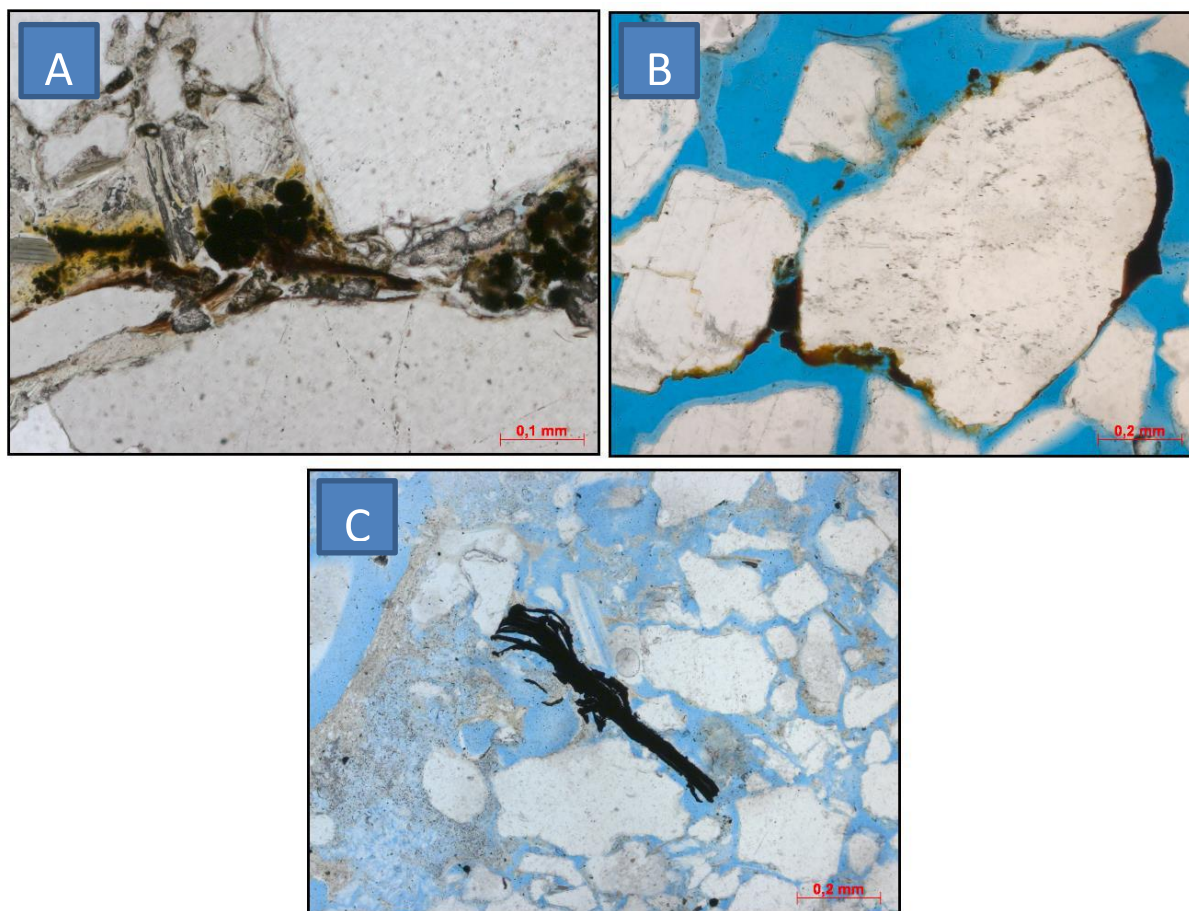


Figura 15 – Modos de ocorrência dos óxidos/hidróxidos de ferro. A) Grãos opacos precipitados no espaço intersticial na amostra 209,90m (aumento de 20x); B) Cutícula irregular de óxido/hidróxido de ferro em torno dos grãos na amostra 426,95m (aumento de 10x); C) Filossilicato expandido completamente substituído por opaco na amostra 539,55m (aumento de 10x).

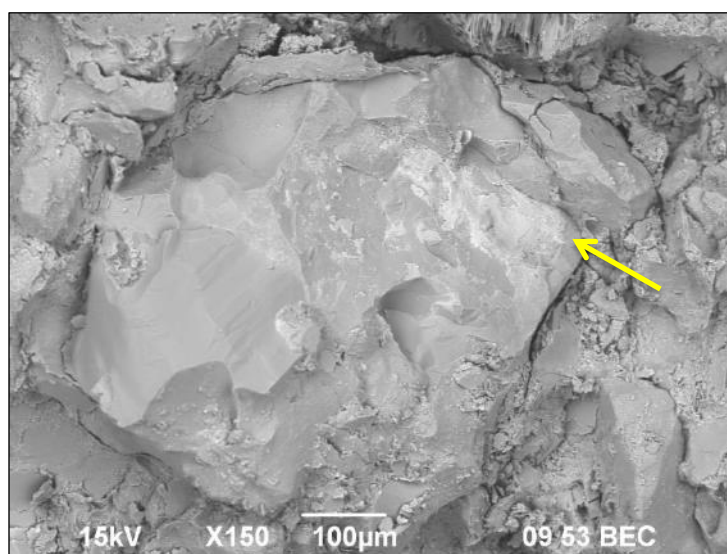


Figura 16 – Imagem de MEV (por elétrons retroespalhados) da amostra 678,75m mostrando grão detrítico parcialmente revestido por óxido/hidróxido de ferro (tonalidades mais claras de cinza sobre o grão, seta amarela).

4.2.4. Carbonatos

A calcita, raramente detectada, é encontrada nas lâminas delgadas mais rasas e ocorre sob a forma microcristalina, alterando parcialmente os grãos detríticos (figura 17). Por vezes, era encontrada nos planos de clivagem dos feldspatos. Ainda foram encontrados no MEV agregados de cristais de carbonato de cálcio (figura 18), porém não foram interpretados como calcita devido ao hábito do cristal.

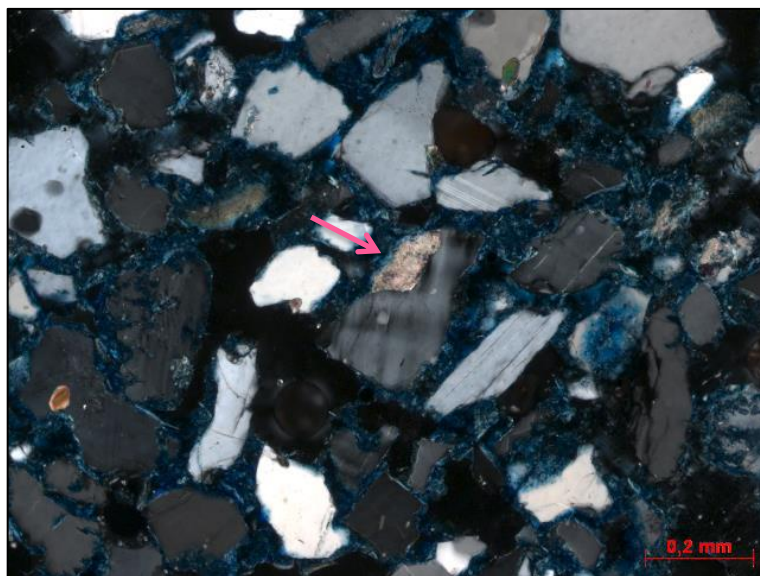


Figura 17 – Calcita microcristalina substituindo parcialmente microclina detrítica (seta rosa) na amostra 55,40m (aumento de 10x).

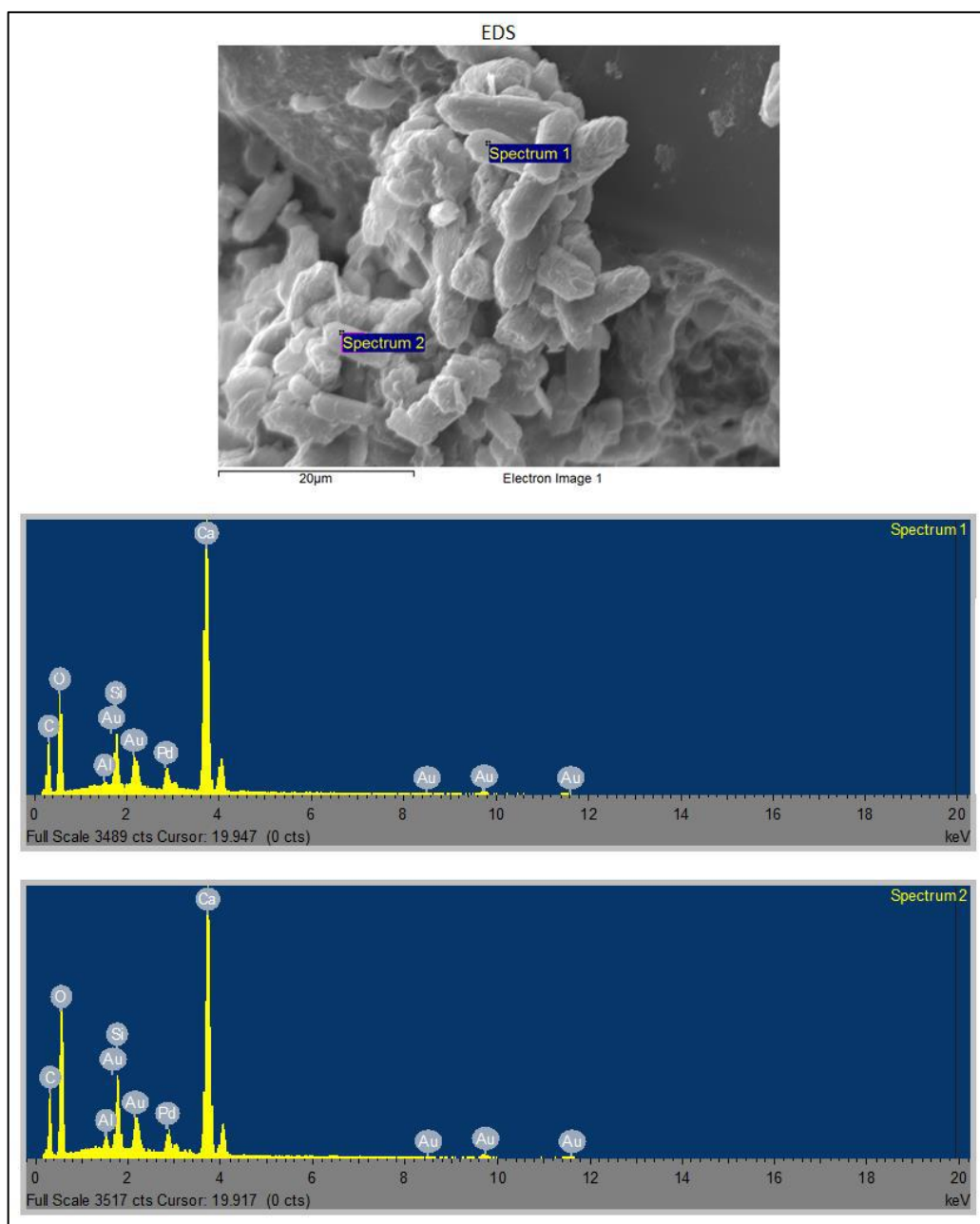


Figura 18 – EDS realizado em agregados minerais na amostra 424,05m. A partir dos picos, pode-se deduzir que esses minerais são compostos por carbonato de cálcio (aragonita?).

4.2.5. Sobrecrecimento de silicatos

Os sobrecrecimentos de quartzo e albita, raramente detectados por lâmina delgada, encontrados ocorrem como pequenos cristais aderidos à superfície do grão (figuras 12, 19 e 20).

4.2.6. Esmeclita-ilita

Este argilomineral representa uma fase interestratificada com esmeclita predominante. Foi identificado por DRX em amostras a partir de 400m de profundidade (apêndice C). Ao MEV, pode-se perceber que esse mineral ocorre sobreposto às esmeclitas anteriormente descritas (figuras 12 e 19).

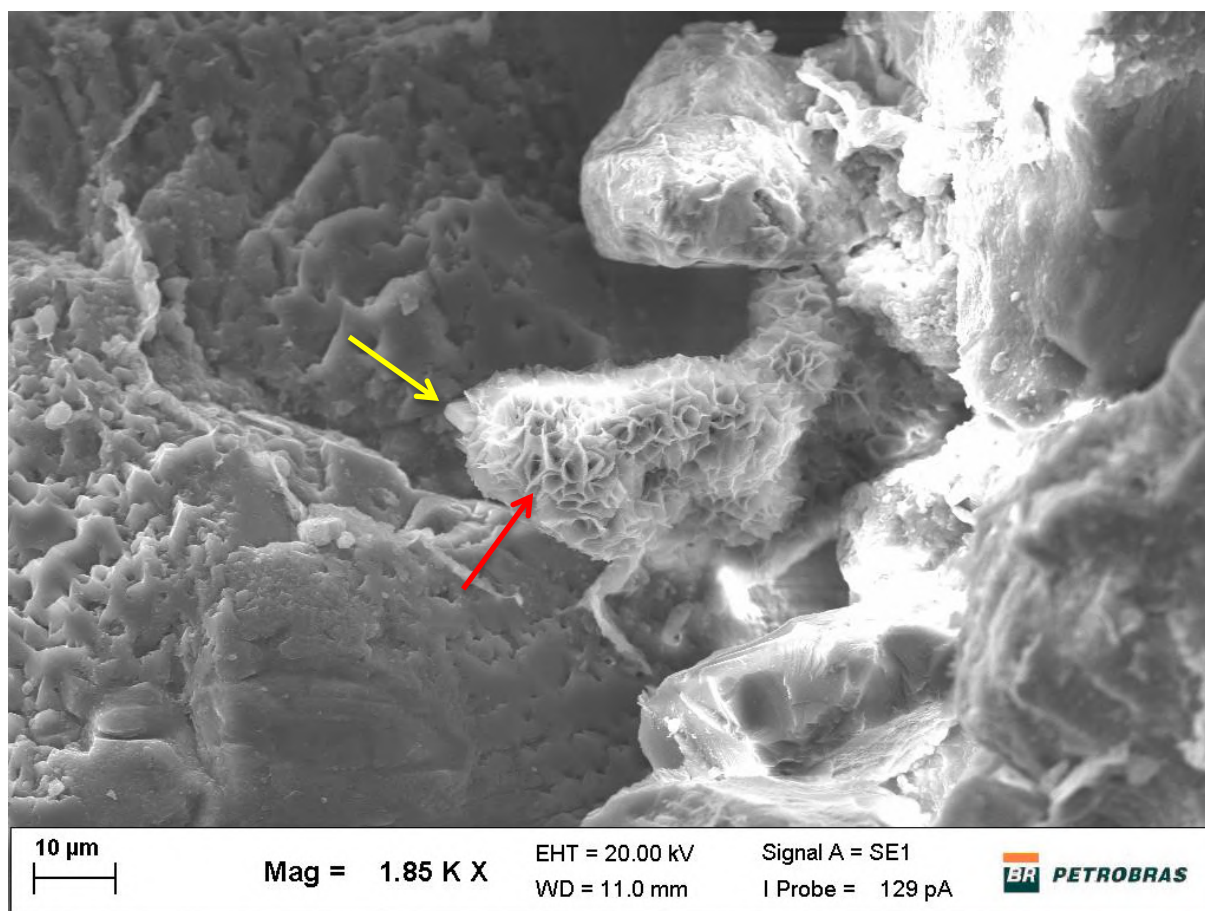


Figura 19 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 424,05m mostrando esmeclita/ilita com hábito de “repolho” no espaço intergranular (seta vermelha) e crescimento de feldspato sobre o grão detrítico (seta amarela).

4.2.7. Clorita

A clorita, reconhecida somente pelo MEV, foi encontrada somente na amostra 678,75m. Esse argilomineral ocorre como pequenos agregados esferoidais (em forma de “rosetas”) sobre a superfície dos grãos (figuras 20 e 21). Esse mineral provavelmente não foi verificado por DRX por causa da pouca quantidade encontrada e por causa de seu modo restrito de ocorrência.

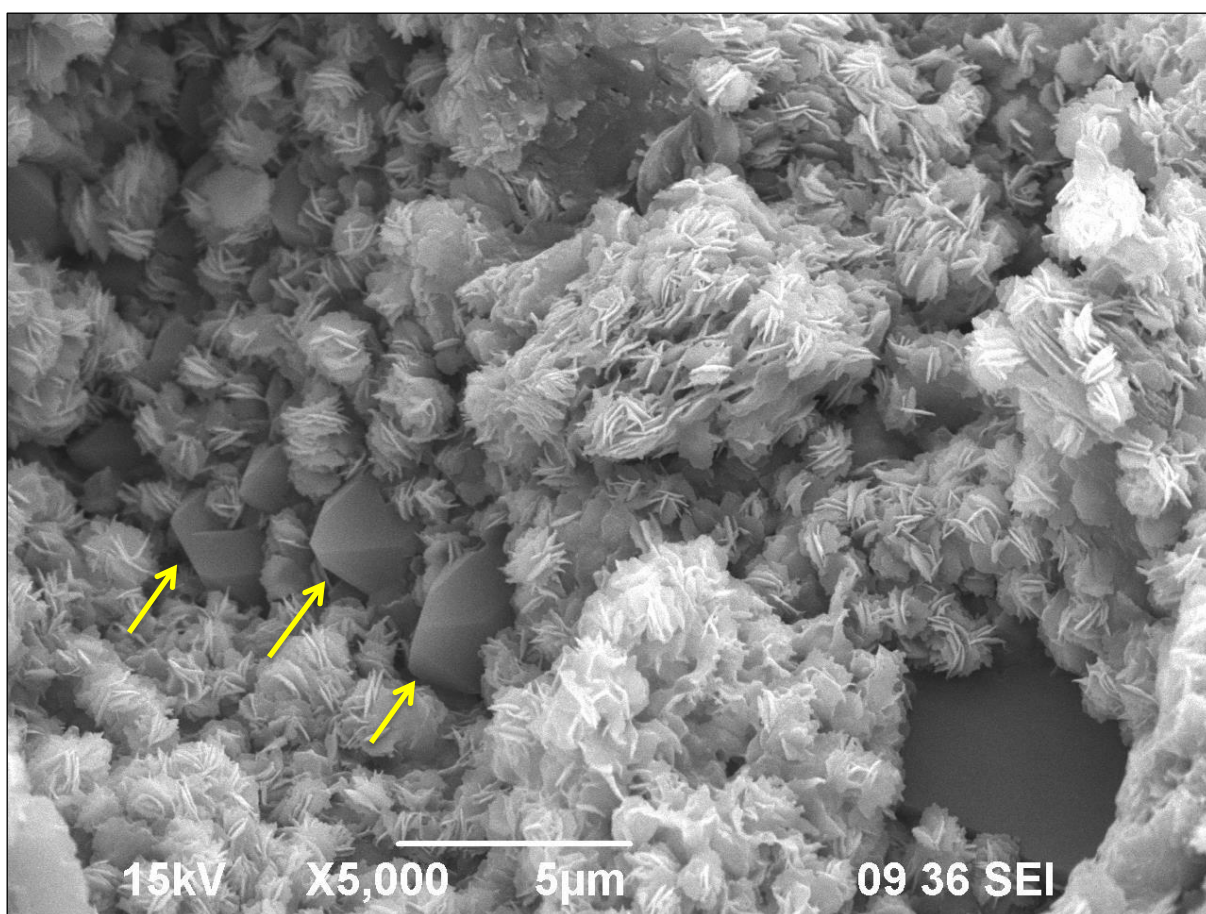


Figura 20 – Imagem de MEV (sinal de elétrons secundários) da amostra 678,75m mostrando sobrecrecimentos de quartzo (setas amarelas) e pequenos agregados de argilominerais, interpretados como cloritas.

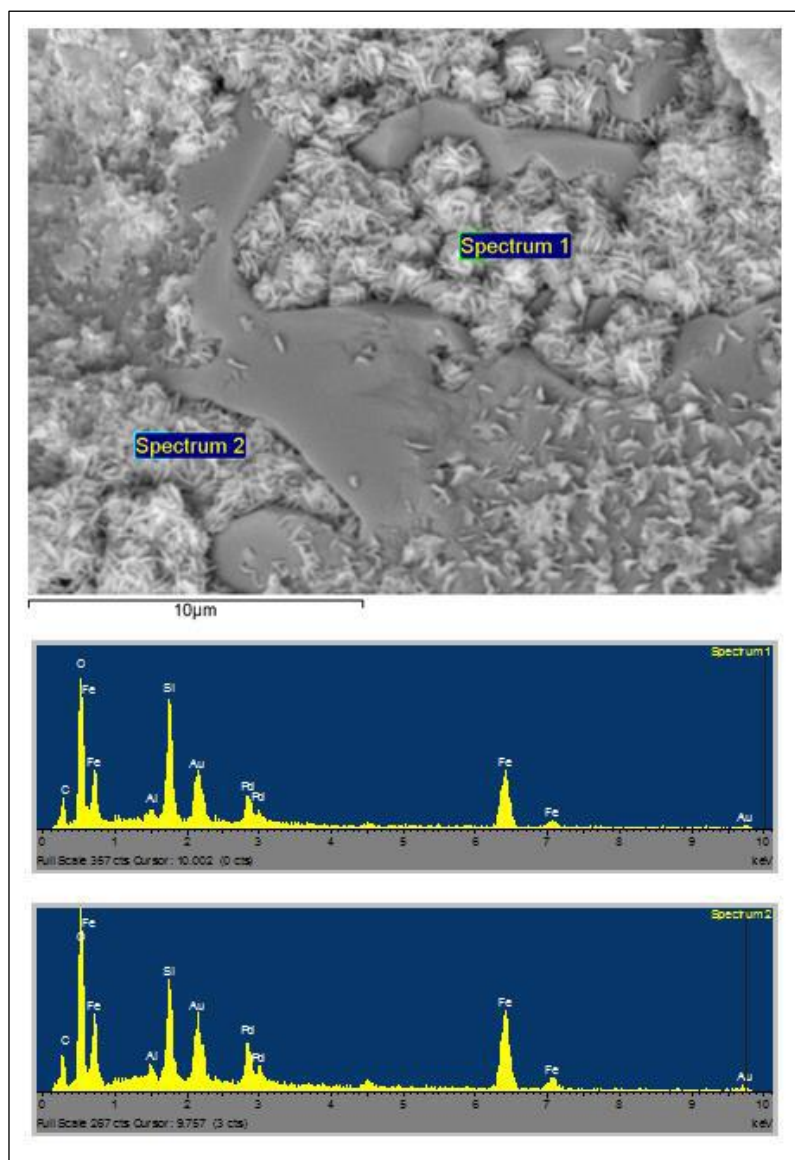


Figura 21 – EDS realizado em agregados semelhantes aos encontrados na figura 20, porém em outra localidade da amostra 678,75m. O resultado interpretado para os espectros 1 e 2 foi clorita rica em ferro.

4.2.8. Ilita

Os argilominerais do grupo da ilita foram detectados somente a partir da interpretação dos difratogramas (apêndice C), onde aparecem em quantidades traço até 250m de profundidade e se tornam mais abundantes a partir de aproximadamente 400m.

4.3. Aspectos de cimentação hidrotermal

Ao realizar as análises ao MEV, foram encontrados nos arenitos da Formação Resende minerais típicos de processos hidrotermais, representados por fosfatos de cálcio e terras raras (Ce, Nd). Tais minerais apresentam hábito hexagonal, são neoformados e podem estar associados ao grupo do rabdofânio (figura 22). A presença de minerais deste grupo na Formação Resende foi primeiramente descrita por Sant'Anna *et al.* (1999) na bacia homônima, onde os autores associaram sua presença à dissolução de apatitas detríticas por meio de soluções hidrotermais, as quais poderiam ainda ter fornecido parte dos elementos necessários para a sua cristalização.

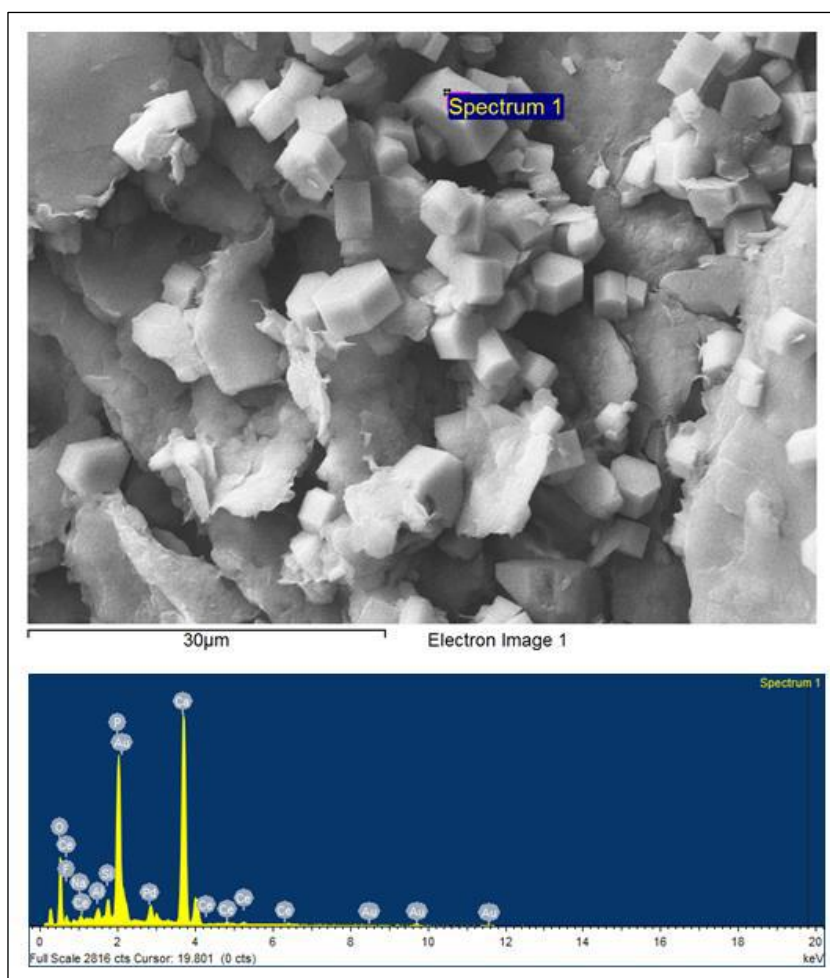


Figura 22 – EDS realizado nos cristais hexagonais encontrados na amostra 678,75m. O espectro, que mostra picos nos elementos Ca, P, O, F e Ce, permite interpretar esse mineral como um fosfato de cálcio e ETR.

4.4. Petrofácies de reservatório

A caracterização petrográfica das amostras estudadas permitiu reconhecer quais fatores que afetam o sistema permo-poroso das formações Tremembé e Resende (figura 23). Desse modo, a partir do conceito de petrofácies de reservatório de De Ros & Goldberg (2007), pode-se estabelecer seis petrofácies (A, B, C, D, E e F) com características distintas, definidas a seguir. Vale ressaltar que, como não foi possível realizar ensaios de petrofísica básica nas amostras, as petrofácies foram correlacionadas com os valores de porosidade observados em lâmina delgada.

- (1) Petrofácies A: constituída por arcóseos grossos a muito grossos, com macroporosidade variando de 20% a 36,7% e poros intergranulares grandes e limpos (figura 24A);
- (2) Petrofácies B: composta por arcóseos médios a grossos, com macroporosidade variando de 12% a 34,3% e com espaço intergranular localmente obstruído pela presença de argilominerais detríticos e diagenéticos, o que reduz sutilmente a porosidade e a permeabilidade (figura 24B);
- (3) Petrofácies C: engloba arcóseos muito finos a grossos, com macroporosidade variando de 4,9% a 7,4% e ricos em intraclastos lamosos compactados e deformados, o que obstrui localmente a garganta dos poros e consequentemente reduz a porosidade e a permeabilidade (figura 24C);
- (4) Petrofácies D: compreende arcóseos muito finos a grossos, com macroporosidade variando de 1,3% a 4,7% e com espaço intergranular totalmente preenchido por argilominerais detríticos e diagenéticos (figura 24D). Os poucos poros encontrados são associados à dissolução de grãos detríticos;

- (5) Petrofácies *E*: representada por arcóseos muito finos a finos, com macroporosidade variando de 13,7% a 23,7% e com espaço intergranular localmente obstruído pela presença de argilominerais detríticos e diagenéticos (figura 24E);
- (6) Petrofácies *F*: composta por arcóseos médios a grossos, com porosidade primária obliterada por argilominerais. A porosidade que ocorre é móldica e de encolhimento, variando de 11,3% a 12,6%. Sugere-se que a permeabilidade dessas rochas seja baixa, devido à pouca conectividade entre os poros (figura 24F).

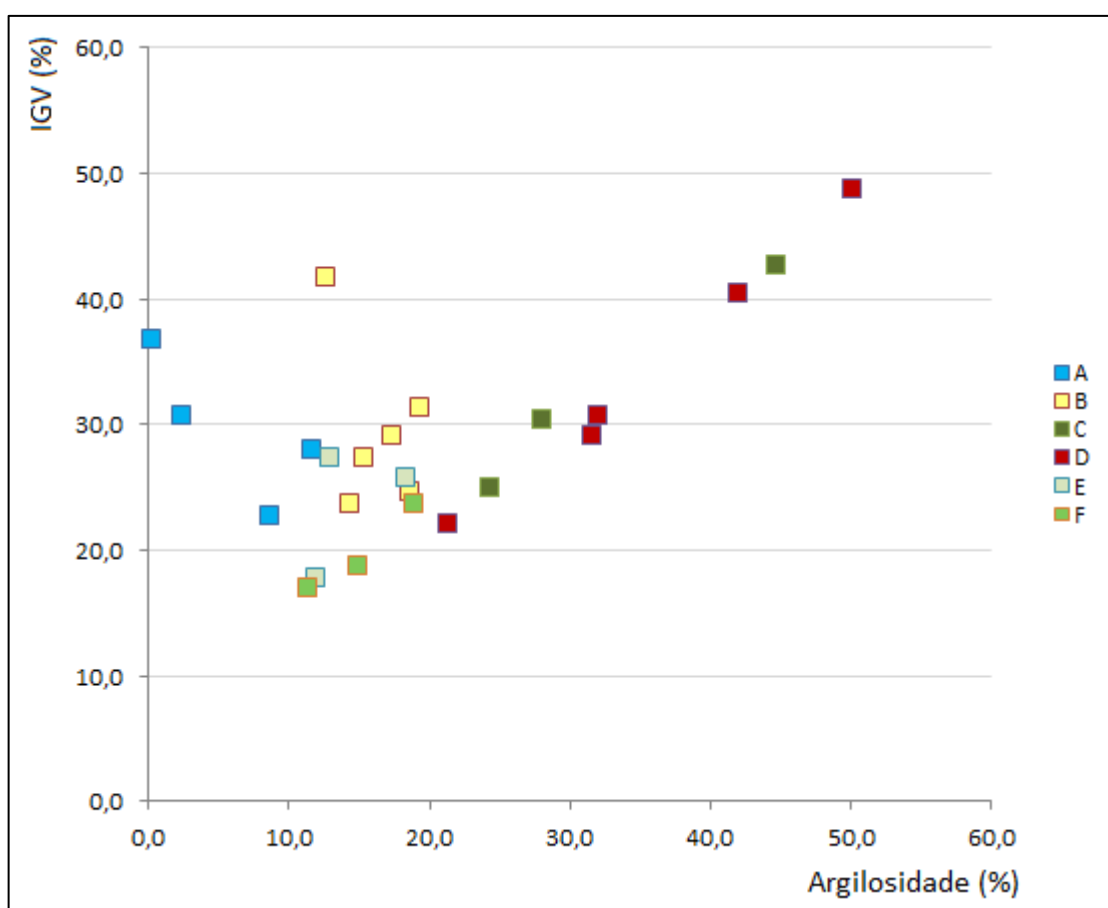


Figura 23 – Diagrama mostrando o grau de argilosidade vs. o volume intergranular (IGV) e relação com as petrofácies de reservatório estabelecidas para as 24 lâminas com quantificação petrográfica. Pode-se perceber que as petrofácies C, D e F correspondem aos arcóseos mais argilosos.

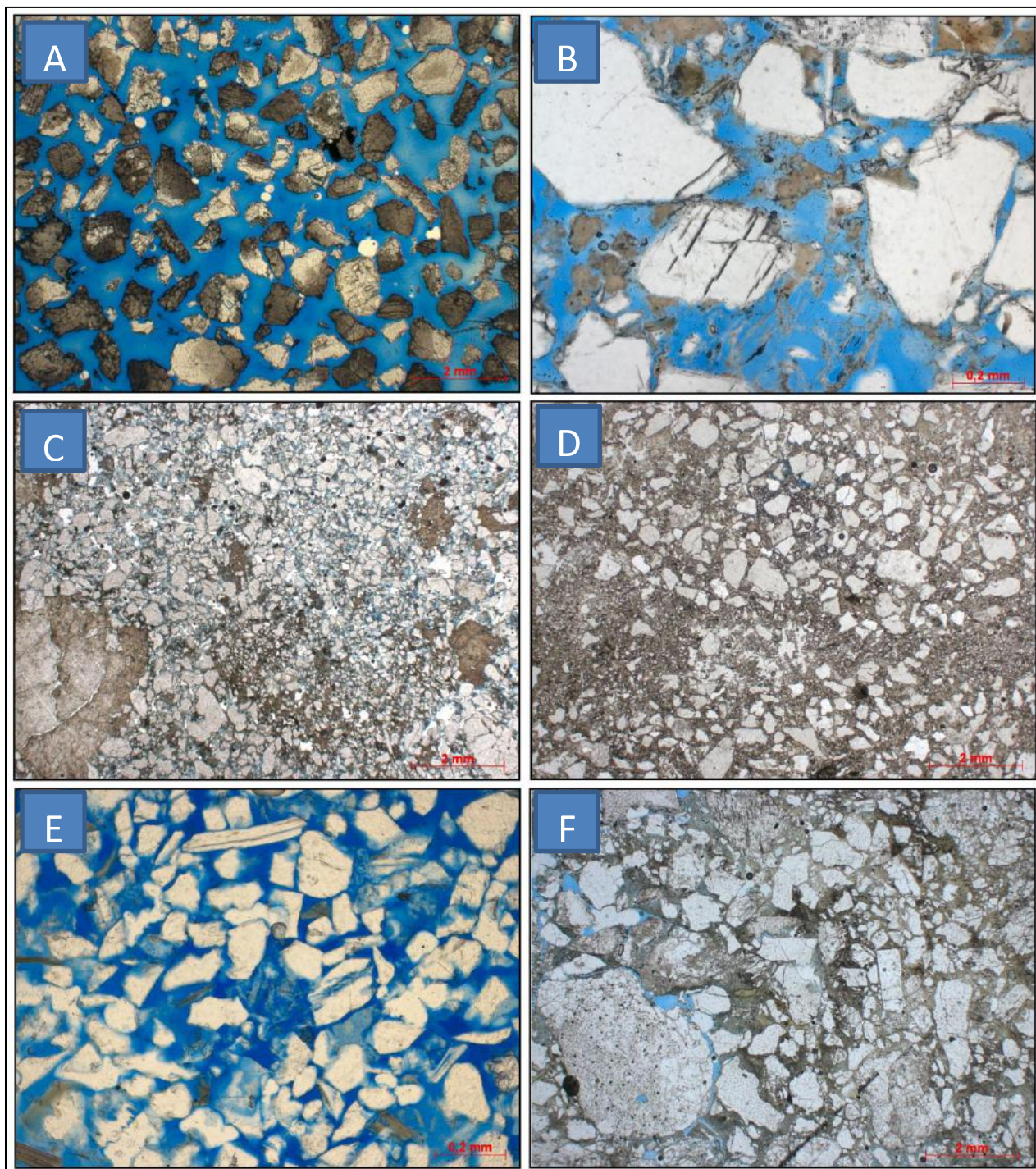


Figura 24 – Aspectos diagnósticos de cada petrofácies. A) Arcóseo com contatos flutuantes e com poros grandes e limpos na amostra 192,25m (aumento de 1,25x), representado pela petrofácies A; B) Arcóseo com poros parcialmente preenchidos por argilominerais na amostra 231,55m (aumento de 10x), representado pela petrofácies B; C) Arcóseo com intraclastos lamosos na amostra 202,35m (aumento de 1,25x), representado pela petrofácies C; D) Arcóseo totalmente preenchido por argilominerais na amostra 209,90m (aumento de 1,25x), representado pela petrofácies D; E) Arcóseo muito fino a fino na amostra 284,15m (aumento de 10x), representado pela petrofácies E; F) Arcóseo com porosidade móldica e de encolhimento na amostra 593,75m (aumento de 1,25x), representado pela petrofácies F.

5. DISCUSSÕES

Neste capítulo procurou-se discorrer os resultados obtidos, por vezes utilizando a base teórica para incrementar as discussões. Assim, pode-se estabelecer dados sobre a proveniência tectônica das amostras estudadas, o reconhecimento dos principais parâmetros texturais e dos constituintes diagenéticos e como eles impactam o sistema permo-poroso dos arcóseos. Além disso, esses dados ainda foram correlacionados com perfis geofísicos de poço, objetivando o reconhecimento dos reservatórios potenciais.

5.1. Proveniência tectônica

De acordo com Dickinson (1985), a ambiência tectônica influencia diretamente na composição detrítica de um arenito, embora fatores sedimentológicos e climáticos possam ainda modificar sua mineralogia. Este autor discriminou três tipos de proveniência principais associados a áreas continentais, sendo eles: arco magmático (arco não-dissecado, arco transicional e arco dissecado), bloco continental (interior de cráton, continental transicional e embasamento soerguido) e orógeno reciclado. Os tipos de proveniência e as características composicionais dos arenitos gerados nesses ambientes estão descritos no quadro 1.

Dois diagramas ternários são utilizados para identificar a proveniência de uma rocha: o diagrama Qt-F-L (com ênfase na maturidade) e o diagrama Qm-F-L (com ênfase na rocha fonte). Para definir a proveniência das amostras estudadas, plotou-se nesses gráficos as composições mineralógicas obtidas a partir da contagem petrográfica dos grãos do arcabouço. Desse modo, pode-se observar que as rochas estudadas são classificadas na categoria bloco continental, proveniente de embasamento soerguido (figura 25).

Quadro 1 – Tipos de proveniência mais importantes mostrados pelos diagramas Qt-F-L e Qm-F-Lt e aspectos das areias geradas (Dickinson, 1985).

TIPO DE PROVENIÊNCIA	AMBIENTE TECTÔNICO	COMPOSIÇÃO DA AREIA GERADA
Cráton estável	Interior continental Plataforma passiva	Areias quartzosas (ricas em Qt) com altas razões de Qm/Qp e K/P
Embasamento soerguido	Rift Ruptura transformante	Areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) pobres em Lt com razões Qm/F e K/P semelhantes à rocha fonte.
Arco magmático	Arco de ilha Arco continental	Areias feldspatolíticas (F-L) com altas razões de P/K e Lv/Ls, gradando para areias quartzo-feldspáticas (Qm-F) derivadas de batólitos
Orógeno reciclado	Complexo de subducção Cinturão orogênico	Areias quartzo-líticas (Qt-Lt) pobres em F e Lv com razões variáveis de Qm/Qp e Qp/Ls.

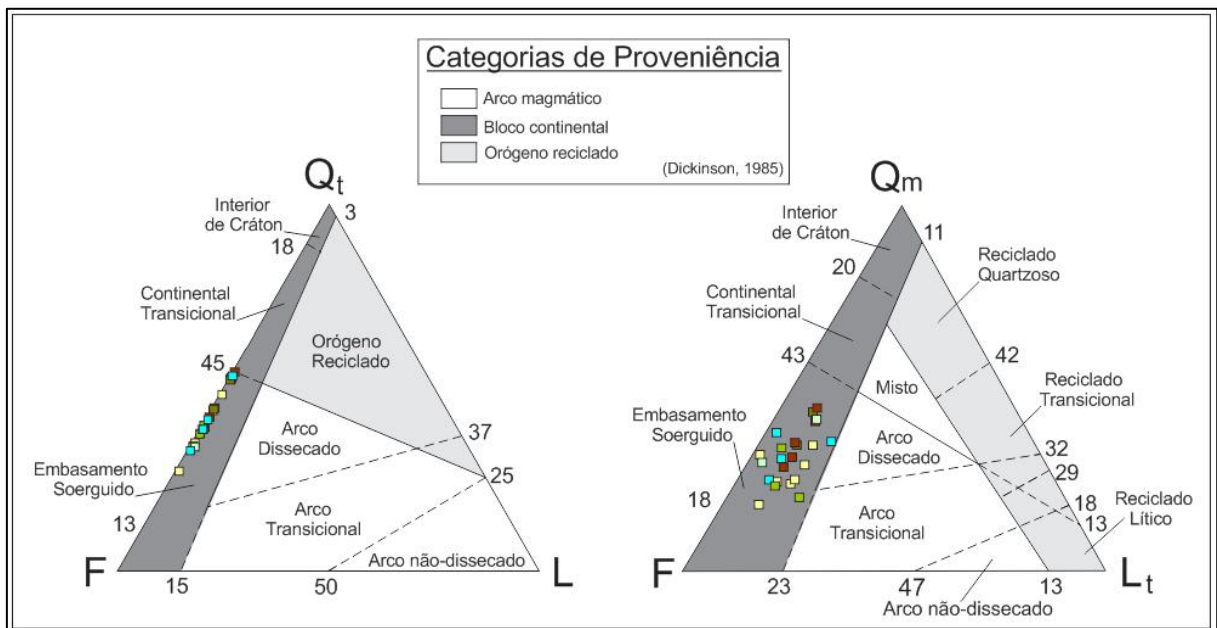


Figura 25 – Diagramas indicadores de proveniência tectônica (arco magmático, bloco continental e orógeno reciclado) e suas respectivas subdivisões (segundo Dickinson, 1985). Para esses gráficos ternários, Qt corresponde ao total de grãos de quartzo, incluindo quartzo monocrystalino (Qm), quartzo policristalino (Qp) e quartzo em fragmento de rocha plutônica; F corresponde ao número total de feldspatos presentes, incluindo K-feldspato (K), plagioclásio (P) e feldspatos em fragmento de rocha plutônica; L corresponde aos fragmentos líticos instáveis, incluindo líticos vulcânicos/metavulcânicos (Lv) e líticos sedimentares/metassedimentares (Ls); e Lt corresponde ao total de fragmentos líticos presentes, incluindo os líticos instáveis e os grãos de quartzo policristalinos.

Os arenitos derivados de rochas do embasamento soerguido são predominantemente feldspáticos ($F > 45\%$) e, portanto, são mais imaturos. Os arcóseos geralmente ocorrem de forma restrita, sendo principalmente formados em bacias transtensionais associadas a rupturas transformantes dentro de blocos continentais ou em bacias lineares adjacentes ao embasamento soerguido. Portanto, a presença exclusiva de arcóseos na Bacia de Taubaté reflete diretamente o contexto tectono-estrutural mencionado por Riccomini (1989).

5.2. Diagênese

5.2.1. Conceitos abordados

A diagênese corresponde ao conjunto de processos físicos e químicos que atuam sobre os sedimentos após a sua deposição e que ocorrem sob condições relativamente baixas de temperatura e pressão. Para os estágios diagenéticos, foram aplicados os termos eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese *sensu* Morad *et al.* (2000), definidos a seguir.

A eodiagênese abrange todas as modificações que ocorrem a profundidades menores que 2 km e a temperaturas inferiores a 70°C, onde a composição química das águas intersticiais é essencialmente controlada pela água do ambiente deposicional, pelo clima, pela mineralogia dos grãos detríticos e pelo sistema hidrológico da bacia.

A mesodiagênese ocorre durante o soterramento, abrangendo todas as modificações que ocorrem a profundidades maiores que 2 km e a temperaturas superiores a 70°C, o que coincide com o início da compactação química, reações de transformação de argilominerais, cimentação de quartzo por soterramento e relevante alteração térmica da matéria orgânica. Como o fluxo de fluidos é mais restrito durante esse estágio, a distribuição espacial e temporal dos constituintes gerados é principalmente influenciada pela extensão e distribuição dos constituintes eodiagenéticos, pelo tempo em que a rocha fica sujeita a determinadas condições de temperatura e pressão e pelas alterações em rochas lamosas (maturação da matéria orgânica, liberação de ácidos orgânicos, dissolução de feldspatos, entre outros).

A telodiagênese abrange alterações oriundas do soerguimento ou da incursão de águas meteóricas em rochas que já sofreram modificações eodiagenéticas e mesodiagenéticas. Os constituintes gerados durante essa fase são principalmente controlados pelo clima vigente, pelo grau de perda de porosidade e permeabilidade durante os estágios anteriores, pela

presença de falhas que possibilitem a infiltração de água meteórica, duração da exposição e composição mineral.

5.2.2. Evolução diagenética

A ordem dos processos que afetaram os arcóseos das formações Tremembé e Resende foi estabelecida a partir da relação textural entre os constituintes diagenéticos, observada através de petrografia óptica e ao MEV. Entretanto, como alguns desses componentes ocorrem isolados, houve certa dificuldade ao inferir essa sequência. Assim, quando não foi possível estabelecer uma relação entre os constituintes, consultou-se trabalhos que abordam a diagênese em arenitos provenientes de ambientes continentais (*e.g.*, Moraes & De Ros, 1992; Stradioto *et al.*, 2008).

Os arcóseos estudados apresentam as seguintes feições diagenéticas: cutículas de argilominerais, leve compactação mecânica, possível formação de pseudomatriz, cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, dissolução de grãos detríticos, formação de porosidade secundária, encolhimento das argilas, geração de argilominerais autigênicos, sobrecrecimento de quartzo e albita e ilitização dos argilominerais. Tais eventos diagenéticos compreendem processos de eodiagênese e de mesodiagênese precoce (figura 26), detalhados no item a seguir.

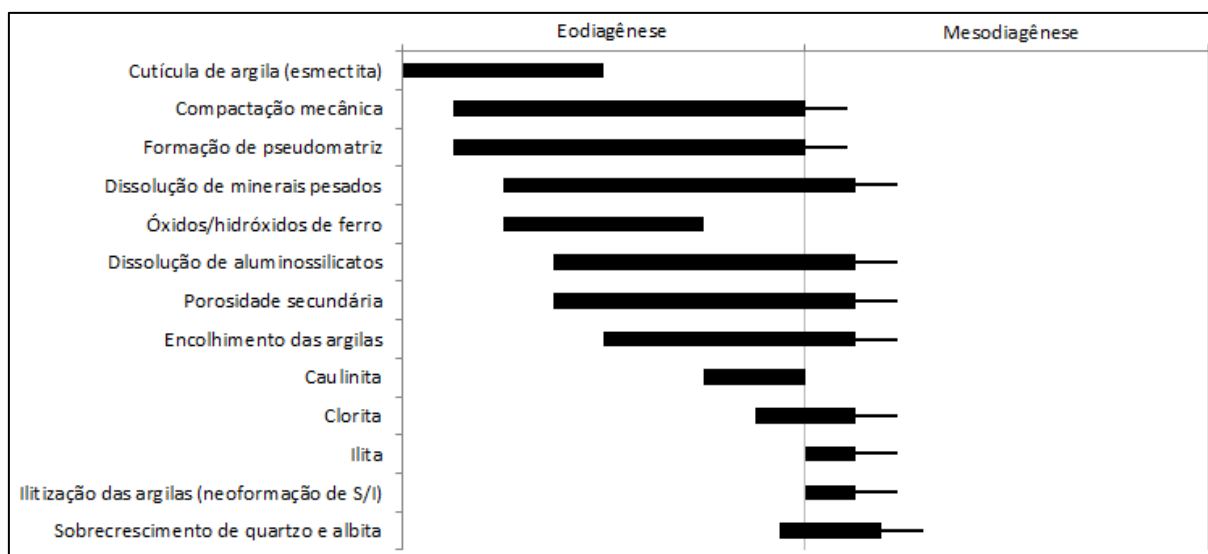


Figura 26 – Sequência sugerida para a evolução diagenética dos arcóseos das formações Tremembé e Resende.

5.2.3. Principais constituintes eodiagenéticos

5.2.3.1. Esmectita

No que tange ao ambiente deposicional, as esmectitas ocorrem nos intraclastos lamosos. Esses intraclastos são incorporados aos depósitos arenosos a partir da erosão de pelitos sotopostos, visto que os intraclastos tendem a se concentrar na base dos arenitos. Além disso, quando estão sujeitos à compactação mecânica, eles podem se deformar e adentrar pela garganta dos poros, o que leva à formação de pseudomatriz.

As esmectitas também são encontradas sob a forma de películas paralelamente orientadas ao redor dos grãos (cutículas) e como agregados maciços que preenchem inteiramente os poros. Walker (1976, *apud* Moraes & De Ros, 1992) reportou a ocorrência dessas mesmas feições durante a análise da infiltração mecânica de argilas em zonas saturadas e sobre barreiras impermeáveis. Essas concentrações de argila são geradas ao longo de sucessivas posições do lençol freático durante o evento de infiltração, sendo comuns sobre barreiras impermeáveis, como pelitos no topo do ciclo de um canal fluvial, paleossolos e

depósitos de planícies de inundação, por exemplo (Morad *et al.*, 2010). Com base nisso, sugere-se que as esmectitas aqui estudadas são originadas a partir de infiltração mecânica, visto que as cutículas e os agregados maciços se concentram em maiores quantidades na base dos arenitos que estão sobrepostos a lamitos. Em contrapartida, a ausência de outras texturas típicas de argilas mecanicamente infiltradas não permite afirmar essa proposta.

Esmectitas autigênicas, ocasionalmente identificadas, resultam principalmente da alteração de minerais ferromagnesianos, como a biotita, por exemplo. Entretanto, alguns trabalhos mostram que os feldspatos também podem alterar para esmectita, caso os íons necessários para a sua formação estejam disponíveis em solução no meio (*e.g.* Silva & Anjos, 1996).

A esmectita pura é o argilomineral mais abundante nas profundidades mais rasas (figura 27). Porém, conforme a profundidade aumenta, as esmectitas se transformam em interestratificados de esmectita-ilita (com esmectita dominante).

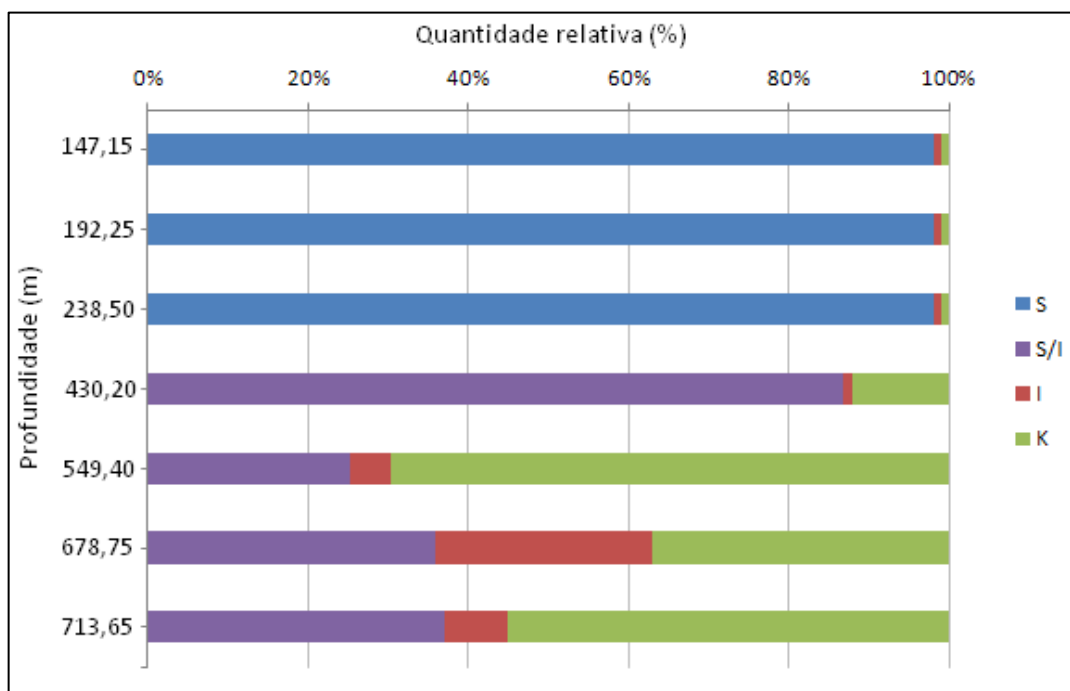


Figura 27 – Quantificação relativa dos argilominerais em relação com a profundidade. Legenda: S- esmectita; S/I- interestratificado de esmectita-ilita dominado por esmectita; I- ilita; K- caulinita.

5.2.3.2. Óxidos/hidróxidos de ferro

Os óxidos e hidróxidos de ferro são principalmente encontrados como pequenos cristais no espaço intersticial, como cutículas irregulares em volta dos grãos detríticos ou então substituindo total ou parcialmente os minerais ferromagnesianos e os argilominerais.

A formação destes óxidos, segundo Stradioto *et al.* (2008), é contribuída significativamente pela dissolução de minerais pesados. Além disso, segundo Worden & Morad (2003), ambientes continentais associados a regimes climáticos áridos comumente apresentam baixos teores de matéria orgânica, lençol freático rebaixado e sedimentos oxidados. Sob essas condições, as águas subterrâneas tendem a ser dominadas por íons como Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e HCO_3^- e, em menores quantidades, SO_4^{2-} . Assim, o ferro fica no seu estado mais oxidado, comumente revestindo os minerais sob a forma de hidróxidos ou sesquióxidos. Com base nisso, sugere-se que esses minerais também foram formados sob essas condições.

5.2.3.3. Caulinita

Nas amostras estudadas, as caulinitas são produtos de alteração de feldspatos e micas e ocorrem como agregados vermiculares sobre os grãos alterados ou então preenchendo o espaço intergranular adjacente, tendendo a ser mais abundantes conforme a profundidade aumenta (figura 27). Em sedimentos continentais, a formação de caulinita ocorre devido à percolação de águas subterrâneas ácidas sobre os aluminossilicatos presentes (normalmente feldspatos, micas e minerais pesados).

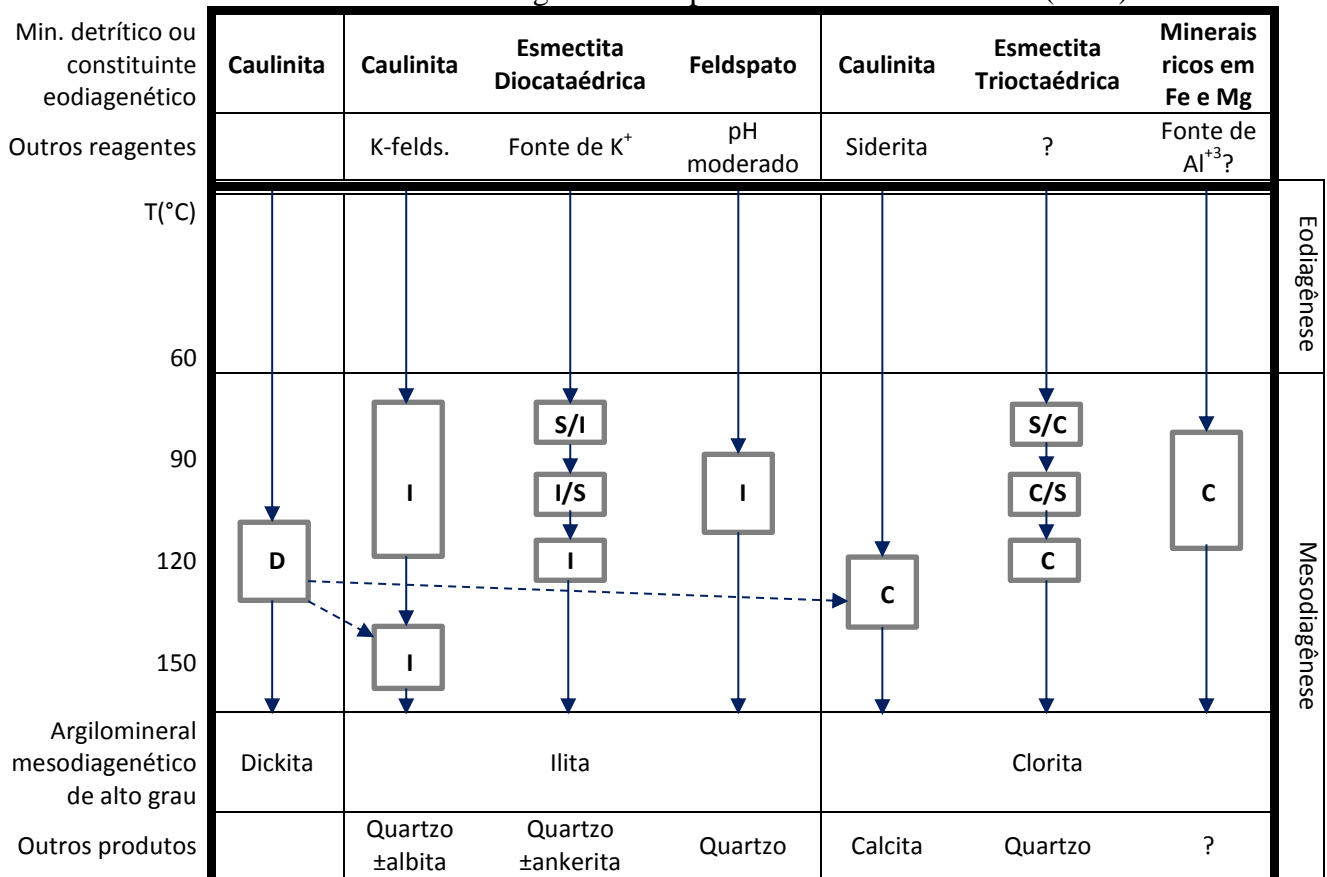
Nas amostras estudadas, a caulinita aparece em quantidades traço até 250m de profundidade. A partir de aproximadamente 400m, a caulinita aparece em quantidades consideráveis, tendendo a aumentar com a profundidade.

5.2.4. Principais constituintes mesodiagenéticos

5.2.4.1. Esmeclita-ilita (S/I)

O soterramento progressivo das esmeclitas provoca a desestabilização de sua estrutura química, o que ocasiona a sua desidratação e a incorporação de cátions (Al^{3+} , K^+ , Mg^{2+} , por exemplo) à sua estrutura. Dependendo do cátion que entrar no arranjo cristalino, poderá ocorrer a neoformação de clorita, ilita ou algum estágio intermediário de ilita-esmeclita ou clorita-esmeclita (Moraes & De Ros, 1990). O quadro 2 mostra os caminhos mais comuns da evolução dos argilominerais durante os estágios diagenéticos.

Quadro 2 – Caminhos de evolução mais comuns dos argilominerais nos arenitos. Legenda: D- dickita; I- ilita; S/I- interestratificado de esmeclita-ilita dominado por esmeclita; I/S- interestratificado de esmeclita-ilita dominado por ilita; C- clorita; S/C- interestratificado de esmeclita-clorita dominado por esmeclita; C/S- interestratificado de esmeclita-clorita dominado por clorita. Notar que a ilita e a clorita são tipicamente formadas durante a mesodiagênese. Adaptado de Worden & Morad (2003).



Nas amostras estudadas, a esmectita está sendo progressivamente substituída por interestratificado de esmectita com illita, sendo que a proporção de illita em relação a esmectita varia entre 10% e 30% (apêndice C). Segundo Worden & Morad (2003), o principal precursor do interestratificado S/I é a esmectita dioctaédrica, composta tipicamente por baixas razões de Al/Si e por cátions bivalentes (Ca^{2+} , Fe^{2+} e Mg^{2+} , principalmente).

A substituição gradual de esmectita por illita ocorre a temperaturas entre 70 e 90°C (McKinley *et al.*, 2003, *apud* Worden & Burley, 2003) e geralmente coincide com os primeiros estágios de geração de petróleo nas rochas pelíticas. Apesar de Morad *et al.* (2000) ter definido profundidades superiores a 2 km para o início da mesodiagênese, a neoformação de illita (considerada um constituinte típico desse estágio) ocorre a profundidades em torno de 400m (figura 27).

A existência de anomalias térmicas e de atividade hidrotermal na bacia pode explicar a formação deste argilomineral a profundidades relativamente rasas e sob temperaturas moderadas (Hamza *et al.*, 2005; Souza Filho, 2012; Sant'Anna & Riccomini, 2001). Segundo o mapa confeccionado por Souza Filho (2012), mostrado na figura 28, pode-se perceber uma região de anomalia térmica no local onde foi perfurado o poço, próximo ao município de Pindamonhangaba. Os indícios de atividade hidrotermal estão restritos aos depósitos da Formação Resende e são representados aqui pelo crescimento de minerais do grupo do rabdofânio, os mesmos reconhecidos por Sant'Anna *et al.* (1999) na Bacia de Resende.

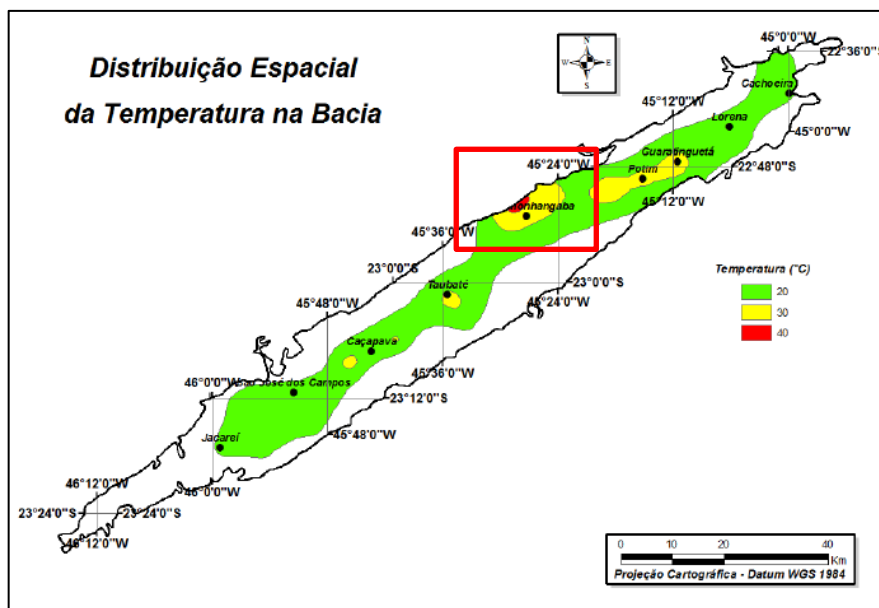


Figura 28 – Mapa de isotemperaturas do topo do embasamento da Bacia de Taubaté. Notar a forte anomalia térmica nas adjacências do município de Pindamonhangaba. Adaptado de Souza Filho, 2012.

5.2.4.2. Ilita

Assim como para a caulinita, a ilita aparece em quantidades traço até 250m de profundidade e aparece em quantidades consideráveis a partir de aproximadamente 400m, tendendo a aumentar com a profundidade (figura 27).

Apesar de poder ocorrer como argila detrítica, este argilomineral não é normalmente formado durante a eodiagênese (Worden & Morad, 2003; Worden & Burley, 2003). A ilita é considerada um constituinte tipicamente mesodiagenético, formada a partir de alterações no K-feldspato ou na caulinita, a temperaturas próximas de 70°C em águas de formação ricas em potássio (Warren & Curtis, 1989, *apud* Worden & Burley, 2003). Assim como para a neoformação de S/I, a formação de ilita pode também estar associada à presença de anomalias térmicas na bacia, devido ao fato dela ser gerada a temperaturas moderadas.

5.2.4.3. Clorita

A clorita, identificada somente ao MEV na amostra 678,75m, normalmente cresce sobre os grãos detríticos, revestindo-os sob a forma de cristais radiais (figura 29) e protegendo-os dos eventos diagenéticos posteriores (Worden & Burley, 2003).

De acordo com o quadro 2, a clorita é basicamente formada a partir de alterações dos minerais ferromagnesianos (granada, biotita, anfibólio, por exemplo), de hematita eodiagenética e de esmectitas trioctaédricas. A transformação de minerais ricos em ferro para clorita costuma ocorrer a temperaturas entre 60°C e 100°C (Worden & Morad, 2003).

A clorita, em termos de qualidade de reservatório, pode inibir o sobrecrecimento de quartzo, o que ajuda a preservar a porosidade (Anjos *et al.*, 2003; Morad *et al.*, 2010). Entretanto, devido ao seu modo restrito de ocorrência, o sobrecrecimento de quartzo foi apenas impedido localmente (figura 29).

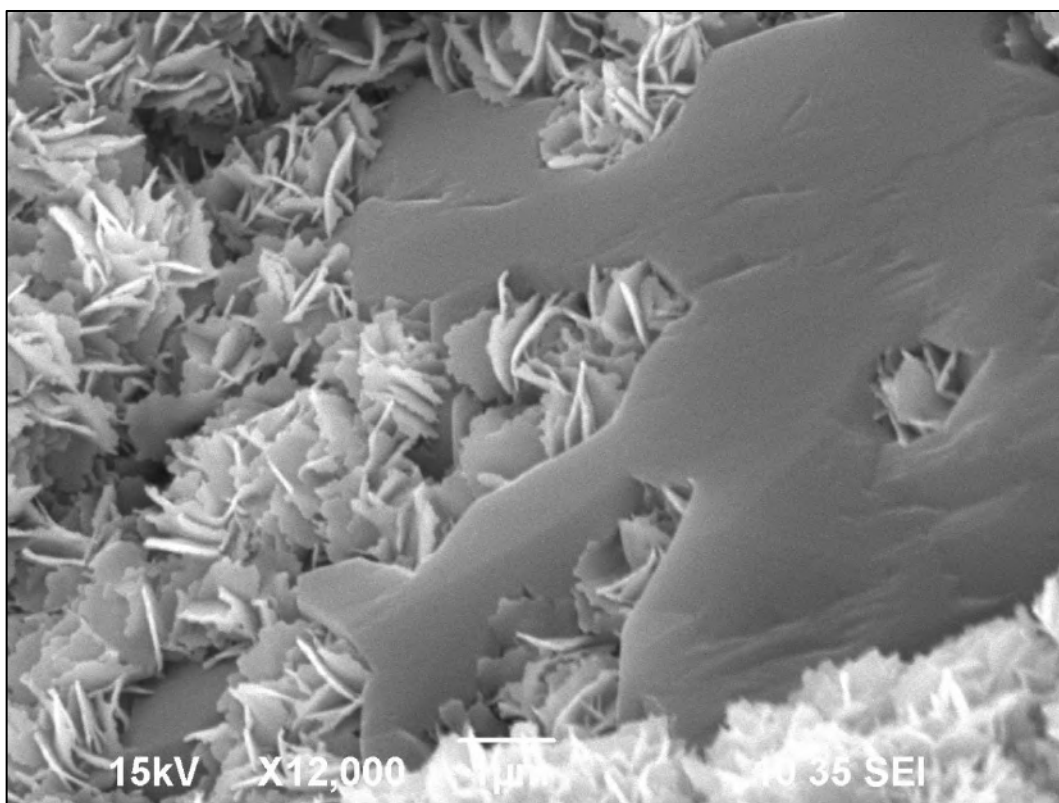


Figura 29 – Imagem de MEV (por elétrons retroespalhados) da amostra 678,75m mostrando cristais radiais de clorita inibindo localmente o sobrecrecimento de quartzo.

5.3. Compactação, dissolução e porosidade

Como os arcóseos das formações Tremembé e Resende se encontram a baixas profundidades, a compactação mecânica pouco intensa preservou boa parte da porosidade primária. Este fato fica evidenciado ao microscópio óptico, pois pode-se observar que os contatos entre os grãos são predominantemente flutuantes e pontuais (figuras 30A e 30B).

Ainda assim, aspectos da compactação mecânica foram encontrados durante as análises petrográficas, evidenciadas principalmente pelo esmagamento de filossilicatos detríticos (figura 30C) e de intraclastos lamosos (figura 30D), pela presença de grãos fraturados (figura 30E) e de fragmentos de rocha plutônica desagregados (figura 30F).

A dissolução de grãos detríticos também foi observada nos arcóseos de ambas as formações e em todas as profundidades (figura 31). Próximo à superfície, a dissolução pode estar relacionada com a percolação de águas intersticiais de origem meteórica, que interagem com os grãos detríticos, podendo dissolvê-los por completo ou parcialmente. A dissolução é responsável pela criação de porosidade secundária e pela liberação de íons ao meio.

A dissolução de silicatos (figuras 32A e 33), principalmente de feldspatos e micas, promove a liberação de íons de Si^{4+} , Al^{3+} , K^+ , Na^+ e Ca^{2+} para o ambiente ao redor, podendo contribuir com a autigênese de argilominerais do grupo da caulinita, da esmectita e da illita e com o sobrecrecimento de quartzo e feldspato. Além desses minerais, há uma quantidade considerável de minerais pesados que também sofreram dissolução, como a hornblenda e o zircão, por exemplo (figura 32B). A dissolução de minerais pesados libera principalmente íons de Ca^{2+} , $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ e Mg^{2+} para o meio, podendo contribuir com a formação de óxidos/hidróxidos de ferro e com a autigênese de argilominerais do grupo da esmectita e da illita.

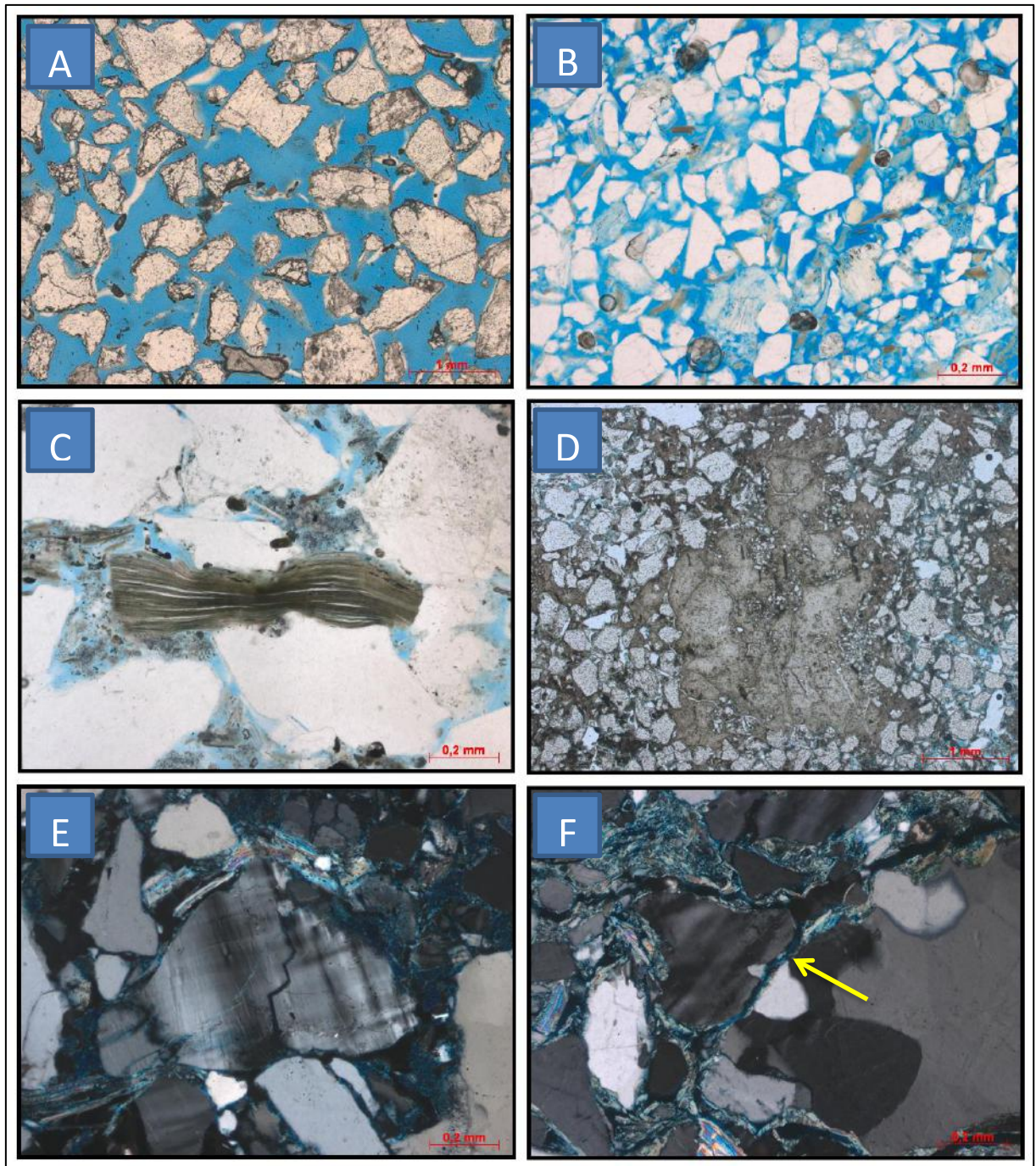


Figura 30 – Principais aspectos da compactação. A) Clastos com contatos flutuantes na amostra 426,95m (aumento de 2,5x) indicam leve compactação; B) Clastos com contatos flutuantes e pontuais na amostra 284,15m (aumento de 10x). C) Biotita esmagada entre grãos detríticos na amostra 189,80m (aumento de 10x); D) Intraclasto lamoso esmagado na amostra 202,35m (aumento de 2,5x); E) Microclina detrítica fraturada na amostra 178,30m (aumento de 10x); F) Grão de microclina desagregado de fragmento de rocha ígnea plutônica na amostra 702,15m (aumento de 10x);

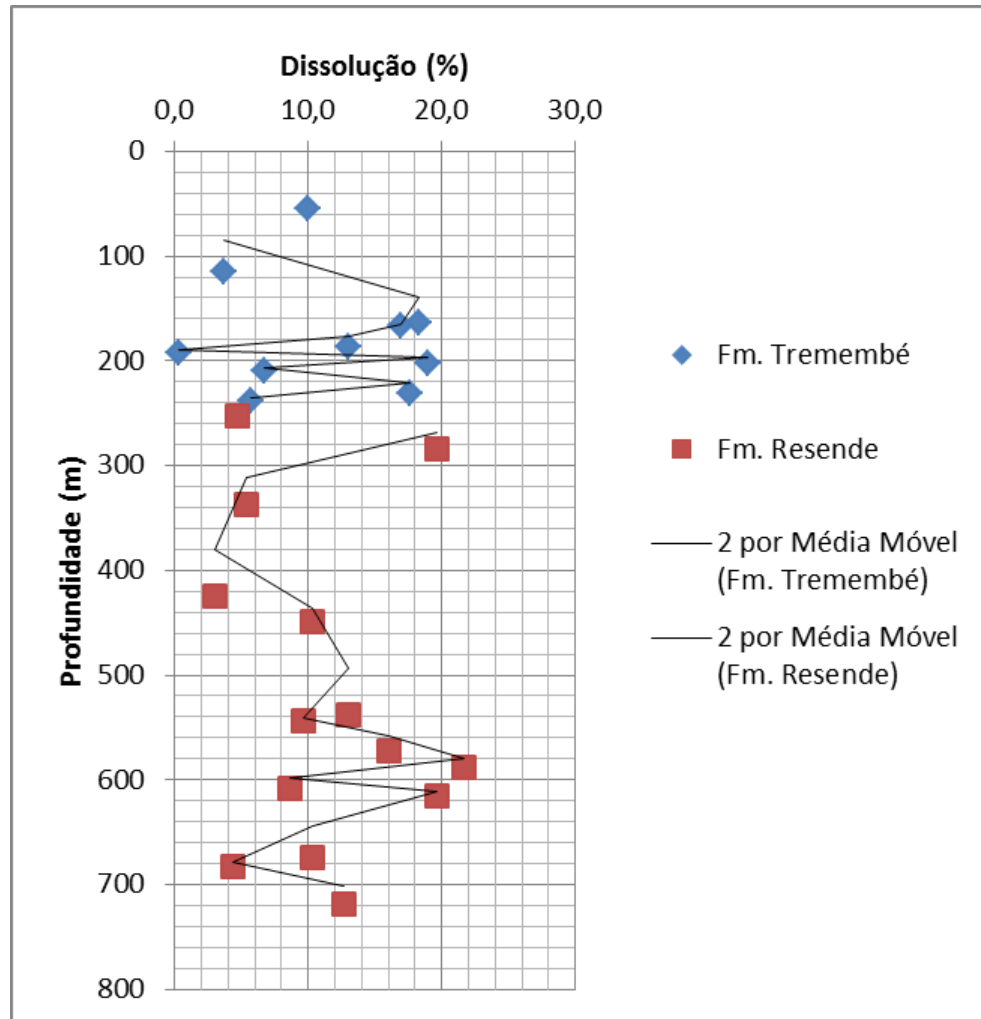


Figura 31 – Curva mostrando o grau de dissolução vs. profundidade, onde pode-se perceber que a dissolução aumenta levemente com a profundidade.

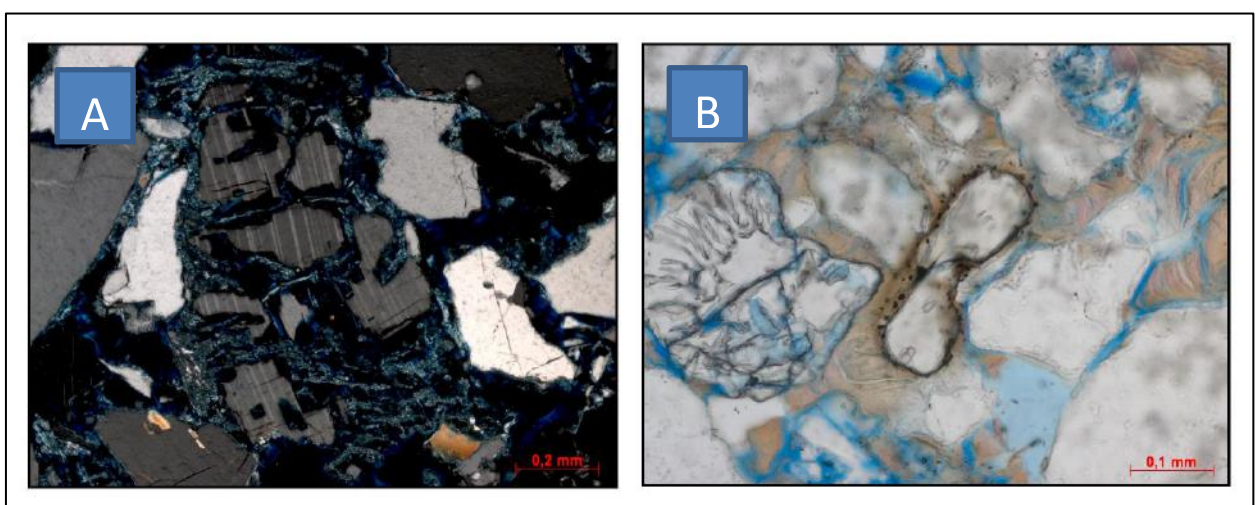


Figura 32 – Aspectos de dissolução dos grãos. A) Grão de plagioclásio detrítico com porosidade intragranular e caulinita associada na amostra 163,80m (aumento de 10x); B) Grão de zircão detrítico parcialmente dissolvido na amostra 342,70m (aumento de 20x). Notar o leve halo pleocrórico em volta do cristal e os opacos formados.

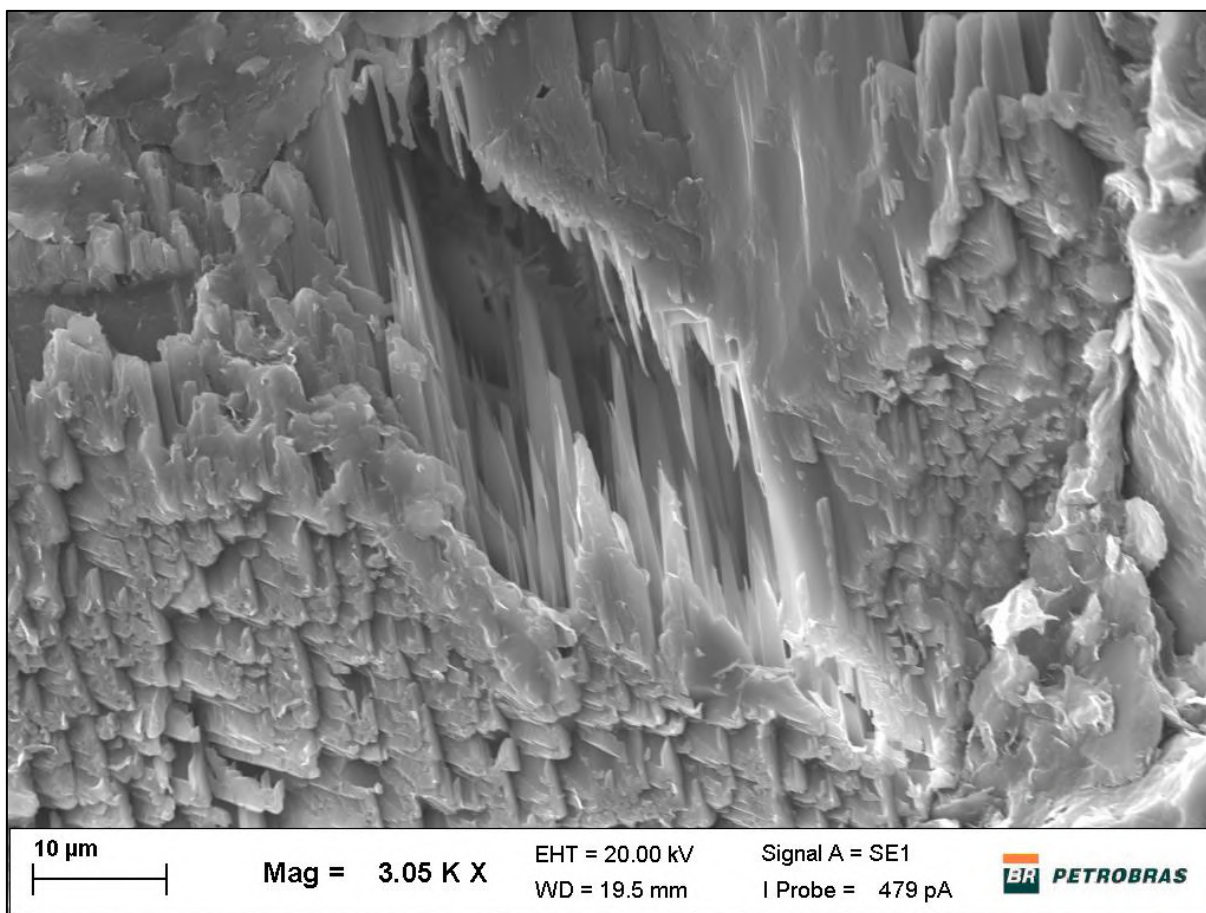


Figura 33 – Imagem de MEV (por elétrons secundários) da amostra 678,75m mostrando porosidade intragranular gerada a partir da dissolução do plagioclásio.

A porosidade observada em lâmina (méd. 15,6% – máx. 36,7%) é principalmente afetada pelo teor de argilosidade das rochas. Como as petrofácies de reservatório estabelecidas para ambas as formações foram definidas também de acordo com o grau de argilosidade das amostras, as petrofácies respondem bem às variações de porosidade (figura 34).

Além disso, como pode-se perceber, os indícios de compactação e dissolução atuantes também influenciam no grau de porosidade das rochas. A porosidade secundária gerada representa uma pequena parcela da macroporosidade (méd. 2,7% – máx. 6,7%) e ocorre principalmente associada à dissolução parcial ou total dos grãos, podendo ainda ser gerada quando há encolhimento da matriz argilosa ou quando há microfraturas no grão detrítico.

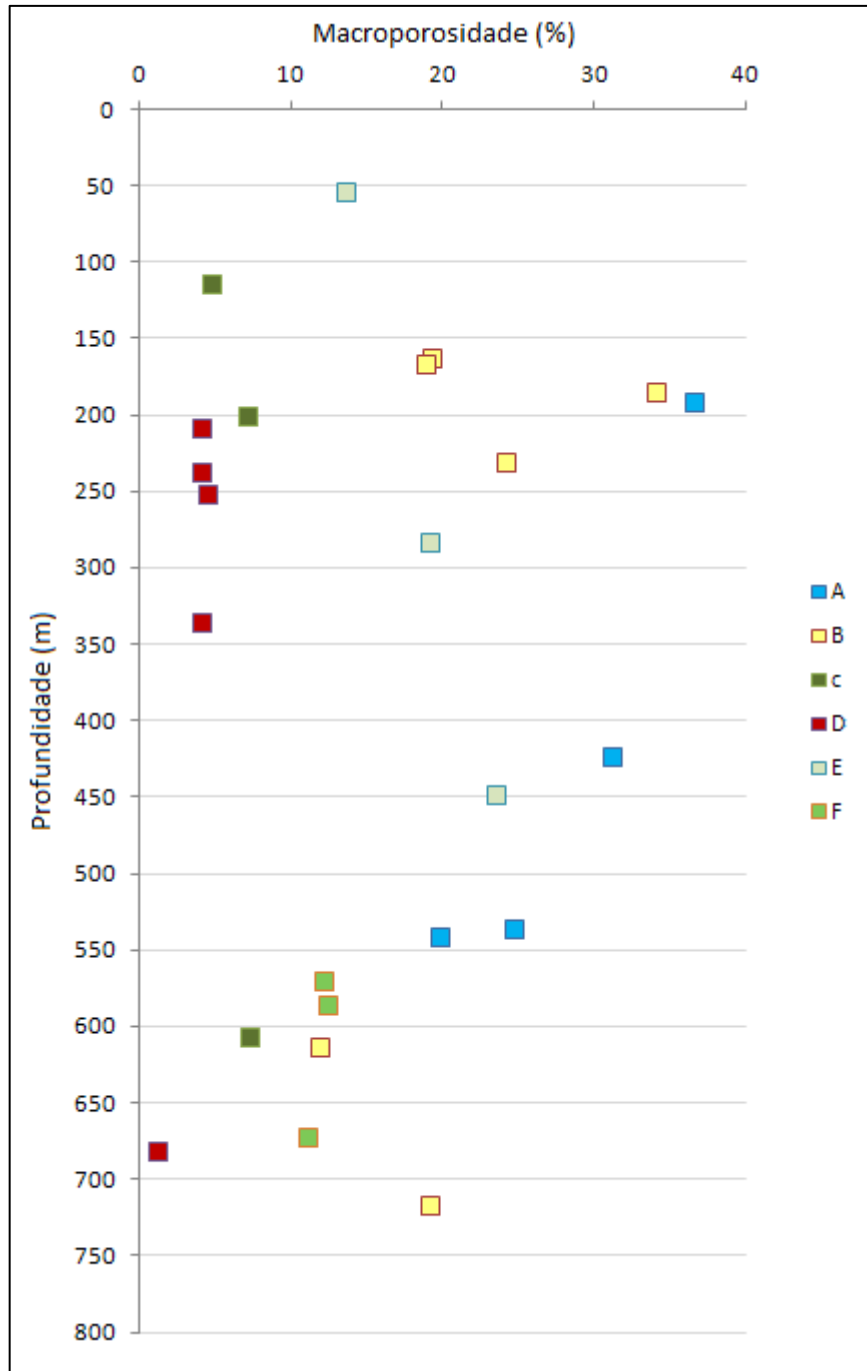


Figura 34 – Gráfico de macroporosidade vs. profundidade com petrofácies plotadas, onde pode-se perceber que as petrofácies A, B e E são as que apresentam maiores valores de porosidade, enquanto que as petrofácies C, D e F apresentam os menores.

5.4. Qualidade dos reservatórios

Examinando os arcóseos como reservatórios potenciais para fluidos, pode-se perceber que a porosidade foi pouco afetada pela compactação, pois os contatos entre os grãos são predominantemente flutuantes e pontuais. No entanto, os aspectos texturais e o teor de argilominerais nas rochas são os principais fatores que afetam as condições dos arcóseos como reservatórios. Desse modo, será abordado aqui o possível impacto que tais feições podem causar nos arcóseos de cada formação.

5.4.1. Formação Tremembé

Os arcóseos encontrados nessa formação, de um modo geral, são relativamente pouco espessos, tendendo a ser texturalmente mais finos, pobremente selecionados e argilosos na base e mais grossos, melhor selecionados e menos argilosos no topo. Não costumam apresentar estrutura aparente, sendo ocasionalmente laminados. O quadro 3 mostra esses atributos observados para cada profundidade.

Em relação aos argilominerais, o único presente em quantidades consideráveis nos arcóseos dessa formação é a esmectita, que ocorre em intraclastos lamosos, como possível pseudomatriz, como cutículas revestindo os grãos detríticos e como agregados maciços intergranulares. Como essas feições tendem a se concentrar sobre barreiras impermeáveis, elas criam importantes heterogeneidades verticais. Além desses constituintes, também foram levados em consideração as feições geradas a partir da dissolução dos grãos. O quadro 4 indica os principais impactos que esses constituintes podem causar na qualidade dos reservatórios.

Quadro 3 – Principais aspectos texturais dos arcóseos da Formação Tremembé e suas respectivas petrofácies de reservatório (A,B e E correspondem a arcóseos mais limpos e C, D e F a arcóseos mais argilosos). As células mescladas representam o mesmo pacote de arcóseo.

PROF(m)	ROCHA	GRANULOMETRIA	SELEÇÃO	POROSIDADE	PETROFÁCIES
55,40	Arcóseo	AF a AM	Moderada	Boa	e
79,95	Arcóseo laminado	AMF, AF a AM, AG	Boa a moderada	Boa	e
114,70	Arcóseo	AF	Muito má	Moderada	c
115,40		AF	Moderada	Ruim	c
146,35	Arcóseo	AMF	Moderada	Moderada	e
147,15	Arcóseo laminado	AMF, AF, AMG	Boa a moderada	Excelente a ruim	d
163,80	Arcóseo	AG	Moderada	Boa	b
164,90		AG	Má	Excelente	b
165,85		AG	Boa	Excelente	c
167,20		AG	Moderada	Boa	b
178,30	Arcóseo	AM	Boa	Moderada	b
181,75	Arcóseo	AG	Moderada	Excelente	b
184,00		AM	Moderada	Ruim	d
186,70	Arcóseo	AG	Moderada	Excelente	b
188,00		AMF	Má	Ruim	d
189,80	Arcóseo	AG	Má	Moderada	d
192,25		AMG	Boa	Excelente	a
194,40		AG	Boa	Excelente	a
196,40		AG	Moderada	Boa	b
200,10	Arcóseo	AG	Moderada	Excelente	a
202,35		AM	Moderada	Moderada	c
209,20	Arcóseo	AMF	Moderada	Moderada	c
209,90		AG	Má	Ruim	d
224,10	Arcóseo	AMG	Moderada	Excelente	a
224,90		AM	Moderada	Boa	b
231,55	Arcóseo	AG	Moderada	Excelente	b
232,65		AM	Moderada	Moderada	c
233,55		AMF	Moderada	Ruim	d
237,50	Arcóseo	AG	Boa	Excelente	a
238,50		AM	Muito má	Ruim	d

Quadro 4 – Principais processos eodiagenéticos que afetam o sistema permo-poroso dos arcóseos das formações Tremembé e Resende e os seus impactos potenciais na qualidade dos reservatórios. Baseado em Morad *et al.* (2010).

PROCESSO	PRINCIPAIS PARÂMETROS CONTROLADORES	IMPACTO NA QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS
Compactação mecânica e formação de pseudomatriz	Abundância de intraclastos lamosos	Perda rápida de porosidade e permeabilidade durante o soterramento.
Formação de cutículas e de agregados maciços inter-granulares	Flutuações do lençol freático	Quando pouco abundantes, reduzem localmente a porosidade, entretanto podem reduzir drasticamente a permeabilidade caso fechem a garganta dos poros. Quando abundantes, transforma os arenitos em rochas não-reservatório.
Dissolução e caulinição dos feldspatos	Abundância de feldspatos, fluxo de água meteórica efetivo	Formação de poros intragranulares e móldicos.

5.4.2. Formação Resende

Os arcóseos encontrados nessa formação são mais espessos (quando comparados aos da Formação Tremembé) e também tendem a ser mais argilosos na base e menos argilosos no topo. Entretanto, a frequência de arcóseos argilosos nessa formação é maior do que na Formação Tremembé. Apesar disso, o reservatório menos argiloso do poço se encontra nessa formação (entre 424 e 430m). O quadro 5 mostra esses atributos observados para cada profundidade.

Em relação aos argilominerais, a esmectita continua sendo o argilomineral mais abundante até cerca de 400m de profundidade, ocorrendo sob as mesmas formas descritas para a Formação Tremembé. Entretanto, a partir dessa profundidade, as esmectitas se transformam em interestratificados de esmectita-ilita, com esmectita dominante. Junto a essa transformação, também ocorre aumento relativo de caulinita e ilita nas amostras. Além desses constituintes, ocorre clorita e sobrecrecimentos de quartzo e feldspato em menores quantidades. Os quadros 4 e 6 indicam os principais impactos causados pelos constituintes diagenéticos na qualidade dos reservatórios da Formação Resende. Além dos argilominerais, o grau de dissolução dos grãos nessas amostras é levemente maior, como mostra o gráfico da figura 31.

Quadro 5 – Principais aspectos texturais dos arcóseos da Formação Resende e suas respectivas petrofácies de reservatório (A,B e E correspondem a arcóseos mais limpos e C, D e F a arcóseos mais argilosos). As células mescladas representam o mesmo pacote de arcóseo.

PROF(m)	ROCHA	GRANULOMETRIA	SELEÇÃO	POROSIDADE	PETROFÁCIES
251,10	Arcóseo	AMG	Má	Excelente	a
252,95		AG	Muito má	Ruim	d
284,15	Arcóseo laminado	AMF, AM	Boa a moderada	Boa	e
284,55	Arcóseo	AMG	Boa	Excelente	a
337,35	Arcóseo	AM	Muito má	Ruim	d
342,70		AM a AG	Moderada	Boa/Moderada	b
424,05	Arcóseo	AM a AG	Boa	Excelente	a
426,95		AG	Boa	Excelente	a
430,20		AG	Muito boa	Excelente	a
449,00	Arcóseo	AF	Boa	Excelente	e
497,30	Arcóseo laminado	A/S, AMF	Boa	Ruim	d
510,25	Arcóseo	AF	Má	Ruim	d
521,80	Arcóseo	AF	Moderada	Boa	e
537,85	Arcóseo	AG	Moderada	Excelente	a
539,55		AF	Má	Boa	e
543,05	Arcóseo	AG	Muito má	Excelente	a
545,60		AF	Moderada	Moderada	e
549,40		AMG	Muito má	Moderada	f
569,00	Vaque		Muito má	Ruim	d
571,85	Arcóseo	AG	Muito má	Moderada	f
584,45	Vaque		Muito má	Ruim	d
587,45	Arcóseo	AM	Muito má	Moderada	f
593,75	Vaque		Muito má	Moderada	f
608,25	Arcóseo	AF	Muito má	Moderada	c
614,85	Arcóseo	AM	Má	Moderada	b
645,25	Arcóseo	AF	Má	Moderada	d
656,00	Vaque		Muito má	Moderada	f
666,40			Muito má	Ruim	d
673,80	Arcóseo	AG	Muito má	Moderada	f
678,75	Arcóseo	AF	Má	Ruim	d
683,25	Arcóseo	AM	Muito má	Ruim	d
702,15	Arcóseo	AF	Má	Boa	e
702,80		AF	Moderada	Ruim	d
713,65	Arcóseo	AF a AM	Muito má	Boa	e
718,25	Arcóseo	AG	Moderada	Boa	b

Quadro 6 – Principais processos que afetam o sistema permo-poroso dos arcóseos da Formação Resende e os seus impactos potenciais na qualidade dos reservatórios. Baseado em Morad *et al.* (2010).

PROCESSO			PRINCIPAIS PARÂMETROS CONTROLADORES	IMPACTO NA QUALIDADE DOS RESERVATÓRIOS
Caulinita	vermicular	no	Abundância de feldspatos e muscovitas	Aumento da porosidade secundária intragranular e redução da permeabilidade devido ao preenchimento dos poros.
Formação de ilita			Disponibilidade de argilominerais precursores (feldspato, caulinita e esmectita dioctaédrica, por exemplo)	Deterioração da permeabilidade, aumento na saturação de água, aumento na pressão de dissolução intergranular.
Formação local de clorita			Disponibilidade de minerais ferromagnesianos precursores (biotita, anfibólio e esmectita trioctaédrica, por exemplo)	Inibe localmente o sobrecrecimento de quartzo.

5.5. Correlação rocha-perfil

5.5.1. Eletrofácies

Através das curvas de raios-gama e de porosidade (derivada do sônico compressional) disponíveis para o poço PGB-03-SP, Sampol (2007) identificou e definiu os marcos elétricos, determinou sucessões de eletrofácies e caracterizou as eletrossequências, com base na classificação de eletrofácies (quadros 7 e 8). Entretanto, diferentemente do ponto de vista da autora, preferiu-se interpretar aqui como o limite entre as formações Tremembé e Resende o limite entre as eletrossequências.

Quadro 7 – Eletrofácies estabelecidas por Sampol (2007) para o poço PGB-03-SP.

DESIGNAÇÃO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
EA	Alto valor de raio-gama (226 API) Baixo valor do sônico (39,19)	Arenito limpo
EVm	Baixo valor de raio-gama (173 API) Alto valor do sônico (41,49)	Lamito muito radioativo
EVc	Menor valor de raio-gama (127 API) Alto valor do sônico (44,30)	Lamito radioativo
EL	Maior valor de raio-gama (328 API) Baixo valor do sônico (40,97)	Arenito sujo

Quadro 8 – Eletrossequências estabelecidas a partir da sucessão de eletrofácies para o poço PGB-03-SP (adaptado de Sampol, 2007).

ELETROSSEQUÊNCIA (ES)	SUCESSÃO DE ELETROFÁCIES (SE)	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL (SE)	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL (ES)	FORMAÇÃO
ES100	EA-EVc-EVm-EL	Fluvial	Flúvio-deltaico com lagos ocasionais	Resende
	EA-EVm-EVc	Flúvio-deltaico		
ES200	EA-EVm-EVc	Flúvio-deltaico	Lacustre com fluxos gravitacionais ocasionais	Tremembé
	EVm-EA-EVc-EL	Lacustre		

Observando o quadro 8, pode-se perceber que a Formação Tremembé mostra duas sucessões de eletrofácies principais, uma interpretada como típica de um sistema lacustre, com razão lamito/arenito alta e com camadas delgadas de arenito e outra interpretada como típica de um sistema flúvio-deltaico, com razão lamito/arenito muito alta e com camadas

delgadas de arenito. Pode-se perceber também que a Formação Resende também apresenta duas sucessões de eletrofácies principais, uma interpretada como típica de um sistema flúvio-deltaico, com razão lamito arenito muito alta e com camadas delgadas de arenito e outra interpretada, como típica de um sistema fluvial, com razão arenito/lamito muito alta e com camadas delgadas de lamito.

Comparando os arcóseos analisados oriundos dos ambientes lacustre e flúvio-deltaico da Formação Tremembé, pode-se perceber que o paleoambiente lacustre possui mais arcóseos limpos que o paleoambiente flúvio-deltaico (figura 35), considerando que as petrofácies *A*, *B* e *E* são as mais porosas e menos argilosas e as petrofácies *C*, *D* e *F* como as menos porosas e mais argilosas. Além disso, o paleoambiente lacustre também apresenta relativamente mais arcóseos da petrofácies *A*, considerada a que tem melhores condições permo-porosas.

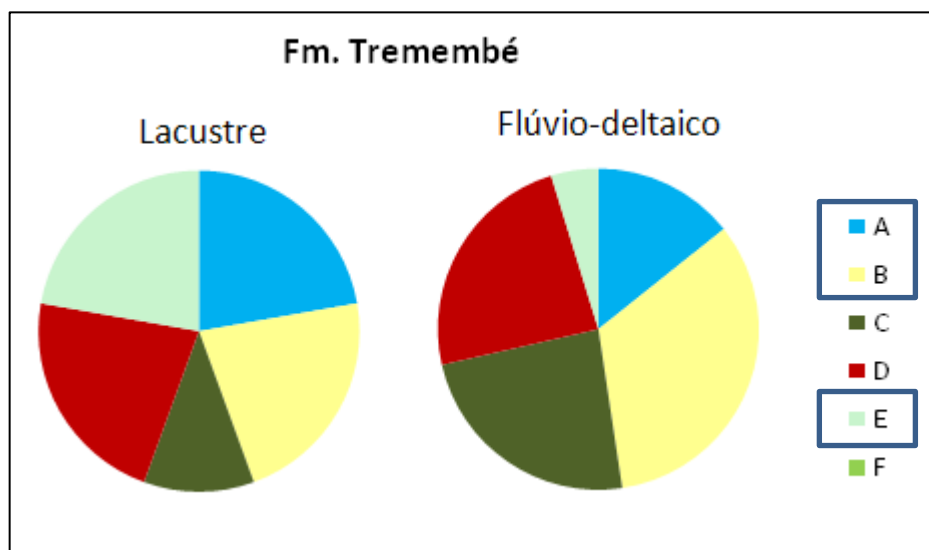


Figura 35 – Diagrama indicando a quantidade relativa de cada petrofácies presente em cada paleoambiente da Formação Tremembé (segundo os dados de Sampol, 2007), com destaque para as petrofácies que apresentaram maiores valores de porosidade.

Relacionando os arcóseos examinados provenientes dos ambientes fluvial e flúvio-deltaico da Formação Resende, pode-se perceber que o paleoambiente flúvio-deltaico dispõe relativamente de mais arcóseos limpos que o paleoambiente fluvial (figura 36). Apesar disso, o paleoambiente fluvial é considerado como o melhor reservatório, pois apresenta proporcionalmente mais arcóseos da petrofácies A.

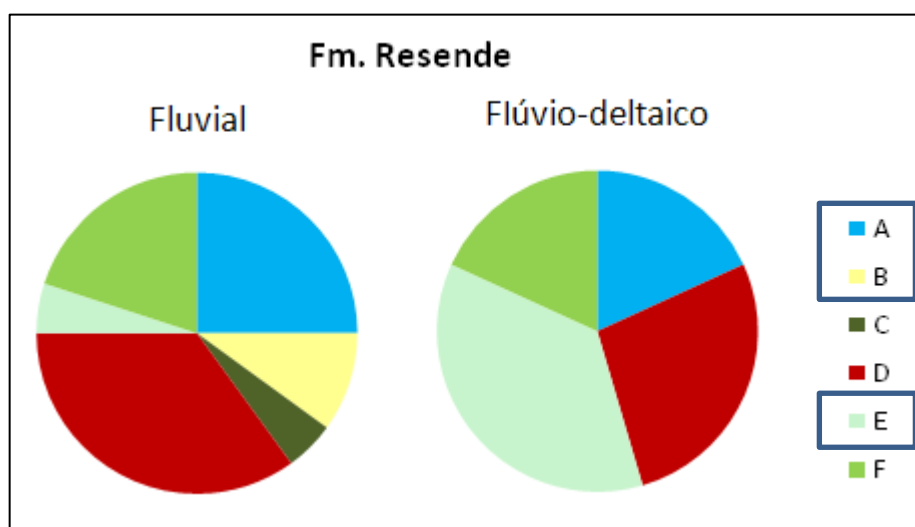


Figura 36 – Diagrama indicando a quantidade relativa de cada petrofácies presente em cada paleoambiente da Formação Resende (segundo os dados de Sampol, 2007), com destaque para as petrofácies que apresentaram maiores valores de porosidade.

Ao comparar ambas as formações, percebe-se que a Formação Tremembé dispõe relativamente de mais arcóseos limpos que a Formação Resende (figura 37). Mesmo assim, os depósitos arenosos da Formação Resende constituem os melhores reservatórios, pois há relativamente mais arcóseos da petrofácies A. Além disso, os arcóseos dessa formação são mais espessos que os da Formação Tremembé.

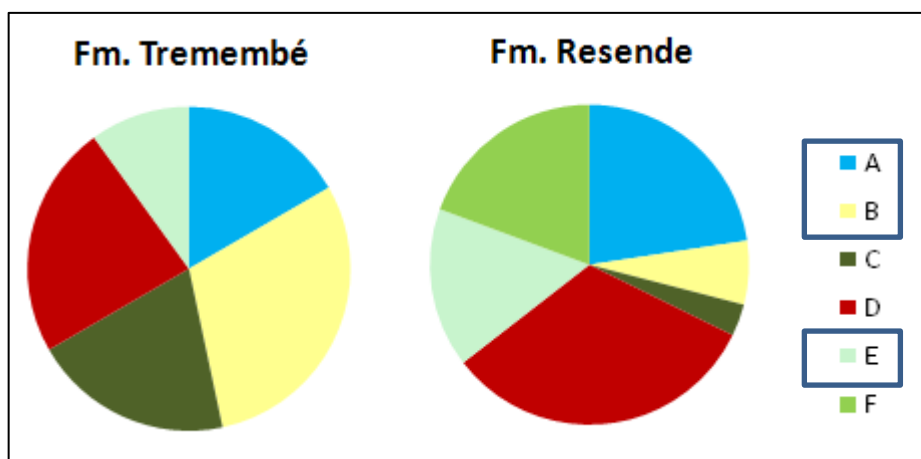


Figura 37 – Diagrama indicando a quantidade relativa de cada petrofácies presente nas formações Tremembé e Resende (segundo os dados de Sampol, 2007), com destaque para as petrofácies que apresentaram maiores valores de porosidade.

5.5.2. Porosidade efetiva

A porosidade efetiva de uma rocha corresponde à porosidade total subtraída do espaço poroso ocupado por argila ou lama. Em arenitos muito limpos, por exemplo, a porosidade efetiva corresponde aproximadamente à porosidade total. Os dados de porosidade efetiva foram obtidos indiretamente para esse poço, calculados a partir do perfil sônico.

Comparando os valores de porosidade obtidos através da quantificação petrográfica com os de porosidade efetiva obtidos através do perfil, pode-se perceber que há uma boa correlação entre ambos, indicando que a leitura do perfil é confiável (figura 38). No entanto, verifica-se também que boa parte das amostras das petrofácies *C* e *D*, as mais argilosas, conferiram valores de porosidade bem abaixo do perfil. Isso é explicado pelo fato de que o perfil, além de mostrar os valores de macroporosidade (quantificada em lâmina delgada), também mostra os valores de microporosidade (porosidade visível a ampliações maiores que 50x). Assim, essas amostras apresentariam altos valores de microporosidade.

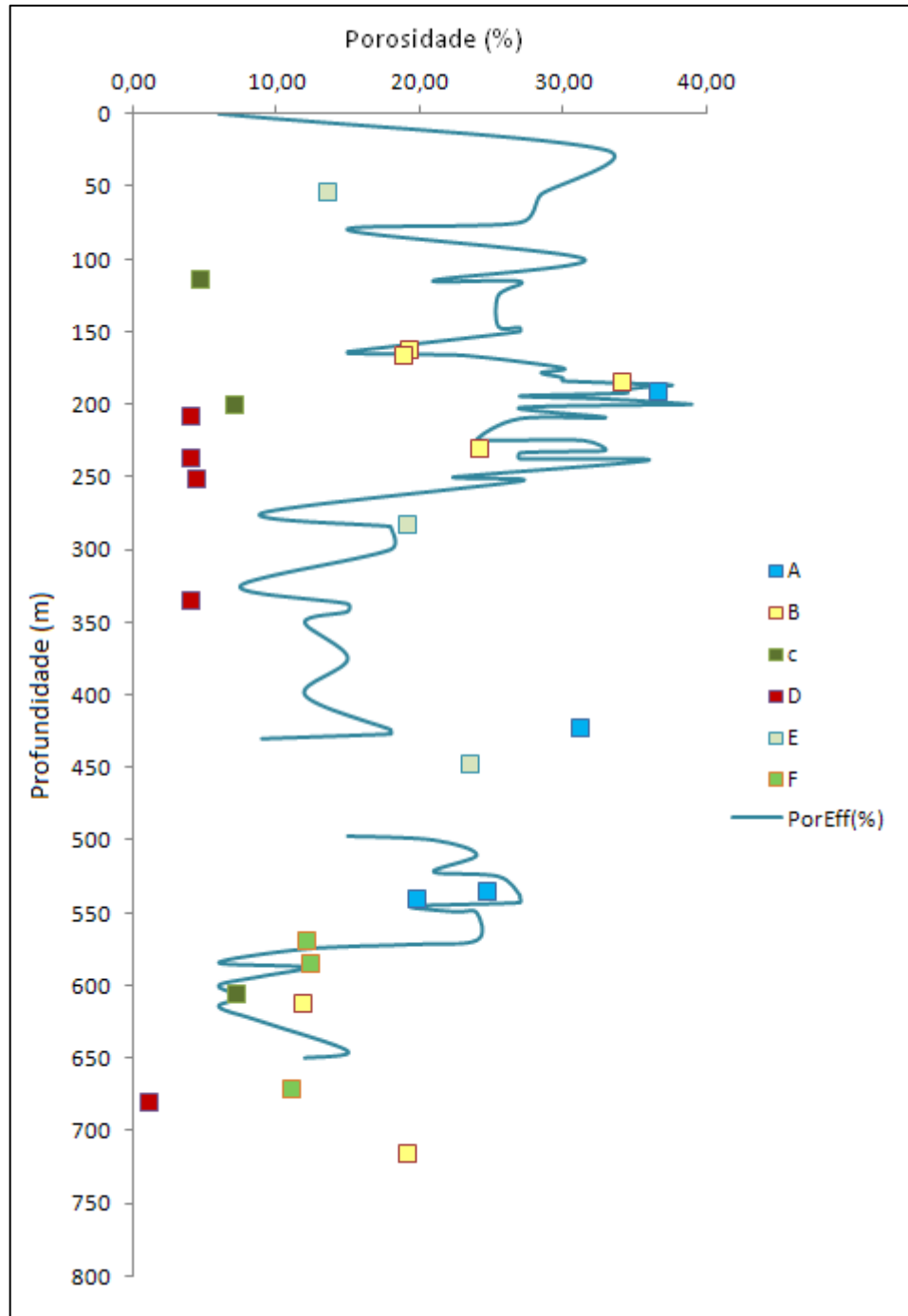


Figura 38 – Gráfico de porosidade (quantificada em lâmina) vs. profundidade com petrofácies plotadas e com sobreposição da curva de porosidade efetiva, onde pode-se observar que as petrofácies C e D conferiram valores de porosidade bem abaixo do perfil. Como o perfil mostra tanto os valores de macroporosidade como de microporosidade (porosidade visível a ampliações maiores que 50x), pode-se deduzir que essas amostras apresentariam altos valores de microporosidade.

6. CONCLUSÕES

A partir do estudo de arenitos provenientes da Bacia de Taubaté pode-se obter importantes informações a respeito de como os parâmetros deposicionais e pós-deposicionais influenciam o sistema permo-poroso dessas rochas, condicionando-as ou não como possíveis reservatórios de fluidos.

Com base na quantificação petrográfica, pode-se constatar que os arenitos das formações Tremembé e Resende correspondem a arcóseos gerados a partir do soerguimento de rochas do embasamento, fato este que corrobora com os dados da literatura corrente sobre o contexto tectono-estrutural desenvolvido na bacia.

Os principais processos diagenéticos, identificados pelas análises de lâmina delgada, MEV e DRX, foram: cutículas de esmectita (provavelmente formadas a partir da infiltração mecânica de argilas), leve compactação mecânica (evidenciada pela predominância de contatos flutuantes e pontuais), possível formação de pseudomatriz (essencialmente composta por esmectita), cimentação por óxidos e hidróxidos de ferro, dissolução de grãos detríticos, formação de porosidade secundária, encolhimento das argilas, autigênese de argilominerais (esmectita, caulinita, illita e clorita), ilitização das esmectitas e sobrecrecimento de quartzo e albita.

A esmectita, presente nos intraclastos lamosos, como possível pseudomatriz, cutículas e agregados maciços intergranulares, é o principal constituinte que impacta na qualidade das rochas reservatórios (em ambas formações), podendo diminuir localmente a porosidade e reduzir drasticamente a permeabilidade, caso feche a garganta dos poros. Quando abundante, reduz drasticamente a porosidade e a permeabilidade.

A caulinita, possivelmente gerada a partir da dissolução de feldspatos e muscovitas, ocorre preenchendo o espaço poroso, o que pode reduzir localmente a permeabilidade destas rochas.

A illita, possivelmente originada a partir da caulinita ou da esmectita dioctaédrica, quando em abundância, pode deteriorar a permeabilidade das rochas, aumentar a saturação de água irreduzível e a pressão de dissolução intergranular.

Outros constituintes diagenéticos identificados (óxidos/hidróxidos de ferro, carbonatos, clorita e sobrecrecimento de silicatos), como ocorrem em poucas quantidades, parecem não afetar substancialmente o sistema permo-poroso dos arcóseos.

A análise dos argilominerais, em conjunto com a profundidade, permitiu reconhecer, além das fases sugeridas à eodiagênese, constituintes típicos de estágios mesodiagenéticos, como a illita, o interestratificado de esmectita-illita e a clorita. Apesar da bacia ser relativamente rasa, as condições de temperatura foram moderadas, fato esse também comprovado pela presença de anomalias térmicas e de constituintes hidrotermais.

Como os aspectos texturais e a presença de argilominerais foram os principais impactantes na qualidade dos arcóseos como reservatórios, seis petrofácies foram definidas, a saber: (I) petrofácies *A*: arcóseos grossos a muito grossos, com macroporosidade variando de 20% a 36,7% e poros intergranulares grandes e limpos; (II) petrofácies *B*: arcóseos médios a grossos, com macroporosidade variando de 12% a 34,3% e com espaço intergranular localmente obstruído pela presença de argilominerais detríticos e diagenéticos, o que reduz sutilmente a porosidade e a permeabilidade; (III) petrofácies *C*: arcóseos muito finos a grossos, com macroporosidade variando de 4,9% a 7,4% e ricos em intraclastos lamosos compactados e deformados, o que obstrui localmente a garganta dos poros e consequentemente reduz a porosidade e a permeabilidade; (IV) petrofácies *D*: arcóseos muito finos a grossos, com macroporosidade variando de 1,3% a 4,7% e com espaço intergranular

totalmente preenchido por argilominerais detríticos e diagenéticos; (V) petrofácies *E*: arcóseos muito finos a finos, com macroporosidade variando de 13,7% a 23,7% e com espaço intergranular localmente obstruído pela presença de argilominerais detríticos e diagenéticos; (IV) petrofácies *F*: arcóseos médios a grossos, com porosidade primária obliterada por argilominerais. A porosidade que ocorre é móldica e de encolhimento, variando de 11,3% a 12,6%. Sugere-se que a permeabilidade dessas rochas seja baixa, devido à pouca conectividade entre os poros.

A correlação dessas petrofácies com perfis geofísicos permitiu reconhecer que a Formação Tremembé apresenta uma maior quantidade de depósitos arenosos limpos que a Formação Resende, apesar de os arcóseos encontrados serem relativamente pouco espessos. No entanto, em termos de qualidade, os melhores reservatórios do poço analisado se encontram na Formação Resende, devido à maior abundância de arcóseos pertencentes à petrofácies *A* e à maior espessura dos pacotes arenosos. Em contrapartida, como parte das rochas dessa formação esteve possivelmente sujeita à mesodiagênese, os arcóseos estão preenchidos por uma variedade maior de argilominerais, que podem causar diferentes impactos à qualidade dos reservatórios.

Caso futuramente se deseje aproveitar essa bacia para o armazenamento de gás, o presente estudo deve ser correlacionado com trabalhos que caracterizem a geologia estrutural da bacia, a fim de se detectar feições que funcionem como trapas nesse contexto, e com trabalhos que caracterizem o potencial dos folhelhos como rochas selantes.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.48, Supl.1, p.15-26, 1976. ISSN 0001-3765.

ALVES, D.B. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas Petrobrás. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.4, n.2, p.157-175, ago./dez.1987. ISSN 0102-9304.

ANJOS, S.M.C.; DE ROS, L.F.; SILVA, C.M.A. Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: WORDEN, R.H.; MORAD, S. (eds.) **Clay Mineral Cements in Sandstones**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2003, p.291-316. ISBN 9781405105873.

CORDANI, U.G.; COUTINHO, J.M.V.; NUTMAN, A.P. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.14, p.903-910, mar. 2002. ISSN 0895-9811.

DE ROS, L.F.; GOLDBERG, K. Reservoir petrofacies: a tool for quality characterization and prediction. **AAPG Annual Convention and Exhibition**, Long Beach (CA), v.6, p.01-06, abr. 2007. ISSN 0149-1423.

DICKINSON, W. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.). **Provenance of arenites**. Dordrecht: Reidel Publishin Co., 1985. p.331-361. ISBN 9789027719447.

FOLK, R. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill Publishing Company, 1974. p. 001-184. ISBN 9780914696148.

HAMZA, V.M.; SILVA DIAS, F.J.S.; GOMES, A.J.L.; TERCEROS, Z.G.D.. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v.154, n.4, p.223-256, out. 2005. ISSN 0031-9201.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, São Paulo, v.29, n.2, p.141-169, 2010. ISSN 0101-9082.

HEILBRON, M; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v.125, p.87-112, jul. 2003. ISSN 0301-9268.

HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; VALERIANO, C.M.; SIMONETTI, A.; MACHADO, N.; NOGUEIRA, J.R. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, v.178, p.136-148, jul. 2010. ISSN 0301-9268.

MARQUES, A. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.4, n.1, p.221-240, jul./set. 1990. ISSN 0102-9304.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.15, p.193-201, set. 1985. ISSN 0375-7536.

MOORE, D.; REYNOLDS, R. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**. 2nd ed. New York: Oxford: Oxford University Press, 1997. 378p. ISBN 9780195087130.

MORAD, S.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, v.47, p.95-120, fev. 2000. ISSN 1365-3091.

MORAD, S.; AL-RAMADAN, K.; KETZER, J.M.; DE ROS, L.F. The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and stratigraphy. **AAPG Bulletin**, v.94, n.8, p.1267-1309, ago. 2010. ISSN 0149-1423.

MORAES, M.; DE ROS, L. F. Depositional, infiltrated and authigenic clays in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. In: HOUSEKNECHT, D.W.; PITTMAN, E.H. (eds.) **Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones**. Houston: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1992. p.197-208. ISBN 9780918985958.

MORAES, M.; DE ROS, L. F. Infiltrated clays in fluvial Jurassic sandstones of Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. **Journal of Sedimentary Geology**, v.60, n.6, p.809-819, nov. 1990. ISSN 0037-0738.

RICCOMINI, C. **O rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. 256p. Tese (doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em geologia sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do *rift* continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405. ISBN 9788587256454.

SAMPOL, J.F.G. **Estratigrafia de alta resolução da Formação Tremembé (Oligoceno, Bacia de Taubaté) em poços de sondagem**. 2007, 31p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C. Cimentação hidrotermal em depósitos sedimentares paleogênicos do rift continental do sudeste do Brasil: mineralogia e relações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.31, n.2, p.231-240, jun. 2001. ISSN 0375-7536.

SANT'ANNA, L.G.; RICCOMINI, C.; VALARELLI, J.V. Ocorrência de fosfato de terras raras na Formação Resende, Paleógeno do Rift Continental do Sudeste do Brasil. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v.20, n.01, p.37-47, jan./dez. 1999. ISSN 2176-1892.

SILVA, C.M. de A.; ANJOS, S.M.C. dos. Diagênese dos arenitos do Membro Mucuri, Cretáceo Inferior das bacias do Espírito Santo e de Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.10, n.1, p.61-80, jan./dez. 1996. ISSN 0102-9304.

SOUZA FILHO, M.N. **Avaliação do potencial geotérmico da bacia sedimentar de Taubaté**. 2012. 103p. Dissertação (Mestrado em geologia) – Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

STRADIOTO, M.R.; KIANG, C.H.; CAETANO-CHANG, M.R. Caracterização petrográfica e aspectos diagenéticos dos arenitos do Grupo Bauru na região sudoeste do Estado de São Paulo. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v.61, n.04, p.433-441, out.-dez.. 2008. ISSN 0370-4467.

THIRY, M. **Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse aux rayons X**. Rapport interne de Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface, 25p., 1974.

TORRES-RIBEIRO, M. 2004. **Fácies microclásticas de um sistema lacustre oligocênico do Sudeste do Brasil (Formação Tremembé, Bacia de Taubaté)**. 2004. 138p. Dissertação (Mestrado em geologia) – Programa de Pós-graduação em geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

TORRES-RIBEIRO, M.; BORGHI, L. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Taubaté. **Fundação Paleontológica Phoenix**, Aracaju, v.74, p.1-6, fev. 2005. ISSN 1517-7351.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America: 31st International Geological Congress**. Rio de Janeiro: FINEP, 2000. p.287-310. ISBN 9788590148210.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v.30, n.1, p.7-11, mar. 2000. ISSN 0102-9304.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.E.S.; MEDEIROS, S.R. de; ALMEIDA, C.G. de; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, v.15, n.1, p.67-79, 2007. ISSN 0104-4486.

WORDEN, R.; MORAD, S. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. In: WORDEN, R.H.; MORAD, S. (eds.) **Clay Mineral Cements in Sandstones**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2003, p.3-41. ISBN 9781405105873.

WORDEN, R.; BURLEY, S. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: WORDEN, R.H.; BURLEY, S.D. **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient**. Oxford: Blackwell Publishing Ltd., 2003, p.3-44. ISBN 9781405108973.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.269-300, maio/nov. 2005. ISSN 0102-9304.

APÊNDICE A
TABELA DE PETROFÁCIES
FORMAÇÃO TREMEMBÉ
PGB-03-SP

Prof(m)	Rocha	Granulometria	Seleção	Porosidade	Petrofácies	Inter. Paleoamb. (Sampol, 2007)		Dados de Perfil do Poço			
						SE	ES	RG(API)	PorSon(%)	PorEff(%)	Vsh(%)
55,40	Arenito	AF a AM	Moderada	Boa	e	Lac.	Lacustre com fluxos gravitacionais ocasionais	150,00	52,00	28,50	0,45
79,95	Arenito laminado	AMF, AF a AM, AG	Boa a moderada	Boa	e			150,00	48,00	15,00	0,70
114,70	Arenito	AF	Muito má	Moderada	c	Fluúvio-deltaico		180,00	48,00	21,00	0,50
115,40		AF	Moderada	Ruim	c			150,00	45,00	27,00	0,47
146,35	Arenito	AMF	Moderada	Moderada	e			165,00	51,00	25,50	0,45
147,15	Arenito laminado	AMF, AF, AMG	Boa a moderada	Excelente a ruim	d			135,00	51,00	27,00	0,45
163,80	Arenito	AG	Moderada	Boa	b			240,00	46,50	15,00	0,68
164,90		AG	Má	Excelente	b	180,00		43,50	15,00	0,65	
165,85		AG	Boa	Excelente	c	157,50		46,50	21,00	0,55	
167,20		AG	Moderada	Boa	b	195,00		46,50	24,00	0,50	
178,30	Arenito	AM	Boa	Moderada	b	Fluúvio-deltaico		150,00	48,00	28,50	0,40
181,75	Arenito	AG	Moderada	Excelente	b			165,00	48,00	30,00	0,35
184,00		AM	Moderada	Ruim	d			120,00	45,00	30,00	0,30
186,70	Arenito	AG	Moderada	Excelente	b			105,00	45,00	37,50	0,15
188,00		AMF	Má	Ruim	d			120,00	45,00	36,00	0,15
189,80	Arenito	AG	Má	Moderada	d			120,00	40,50	34,50	0,15
192,25		AMG	Boa	Excelente	a			97,50	48,00	34,50	0,25
194,40		AG	Boa	Excelente	a			195,00	42,00	27,00	0,40
196,40		AG	Moderada	Boa	b			150,00	45,00	33,00	0,30
200,10	Arenito	AG	Moderada	Excelente	a			75,00	45,00	39,00	0,10
202,35		AM	Moderada	Moderada	c			105,00	40,50	27,00	0,30
209,20	Arenito	AMF	Moderada	Moderada	c			120,00	45,00	33,00	0,30
209,90		AG	Má	Ruim	d	180,00		43,50	27,00	0,40	
224,10	Arenito	AMG	Moderada	Excelente	a	Lacustre		150,00	47,50	24,00	0,45
224,90		AM	Moderada	Boa	b			172,50	47,50	25,50	0,45
231,55	Arenito	AG	Moderada	Excelente	b			105,00	43,50	33,00	0,25
232,65		AM	Moderada	Moderada	c			97,50	43,50	30,00	0,30
233,55		AMF	Moderada	Ruim	d			172,50	46,50	27,00	0,40
237,50	Arenito	AG	Boa	Excelente	a			150,00	45,00	27,00	0,40
238,50		AM	Muito má	Ruim	d			90,00	43,50	36,00	0,20

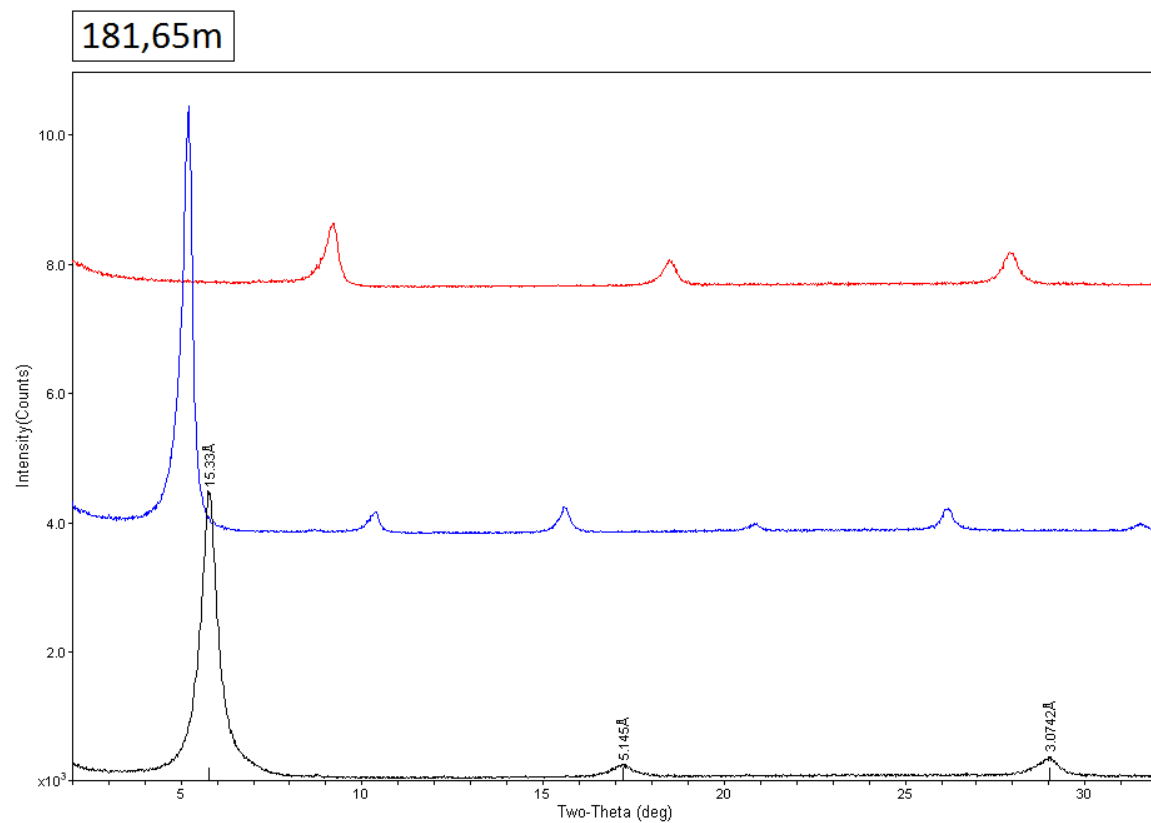
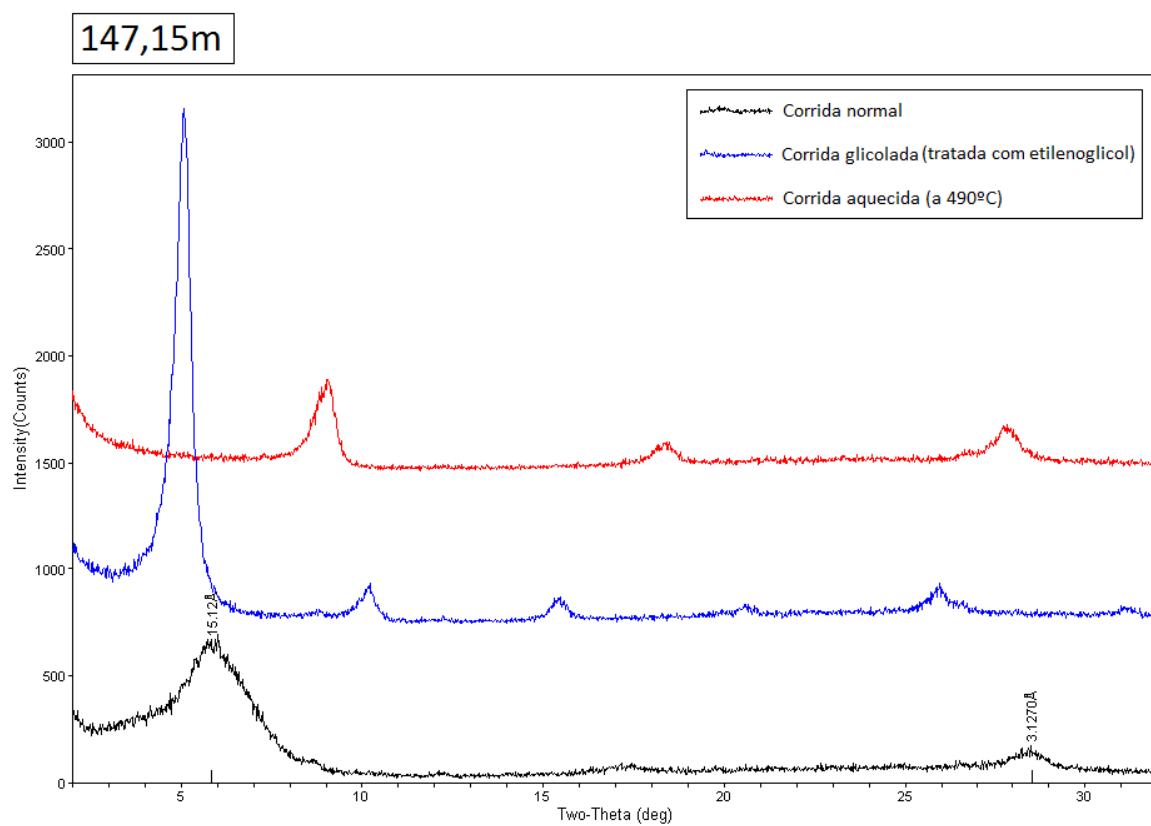
NOTA: As profundidades preenchidas pela cor cinza foram quantificadas petrograficamente.

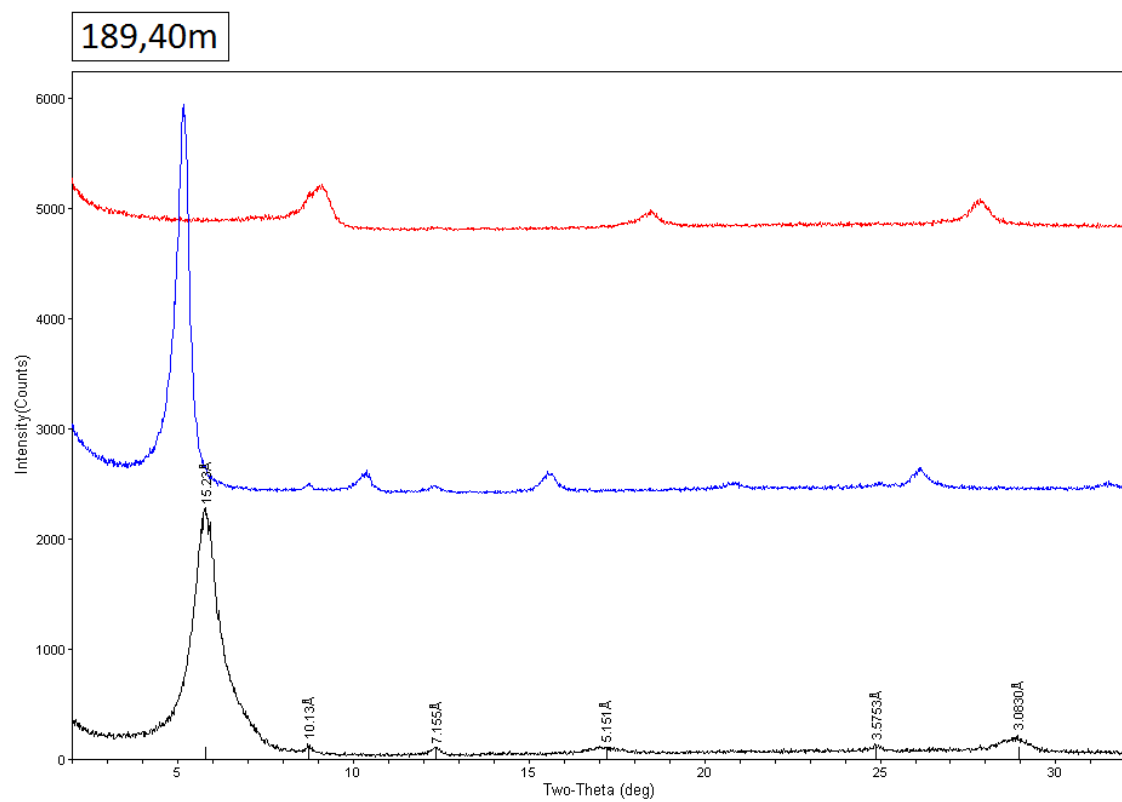
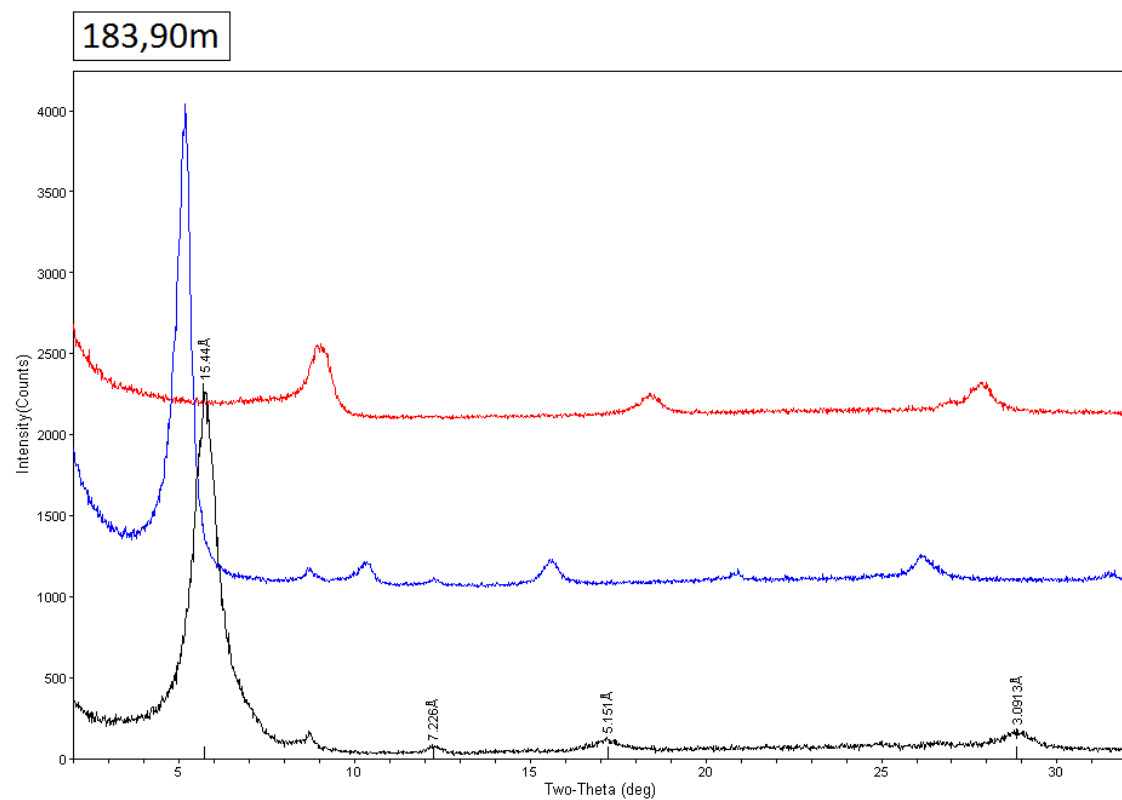
APÊNDICE B
TABELA DE PETROFÁCIES
FORMAÇÃO RESENDE
PGB-03-SP

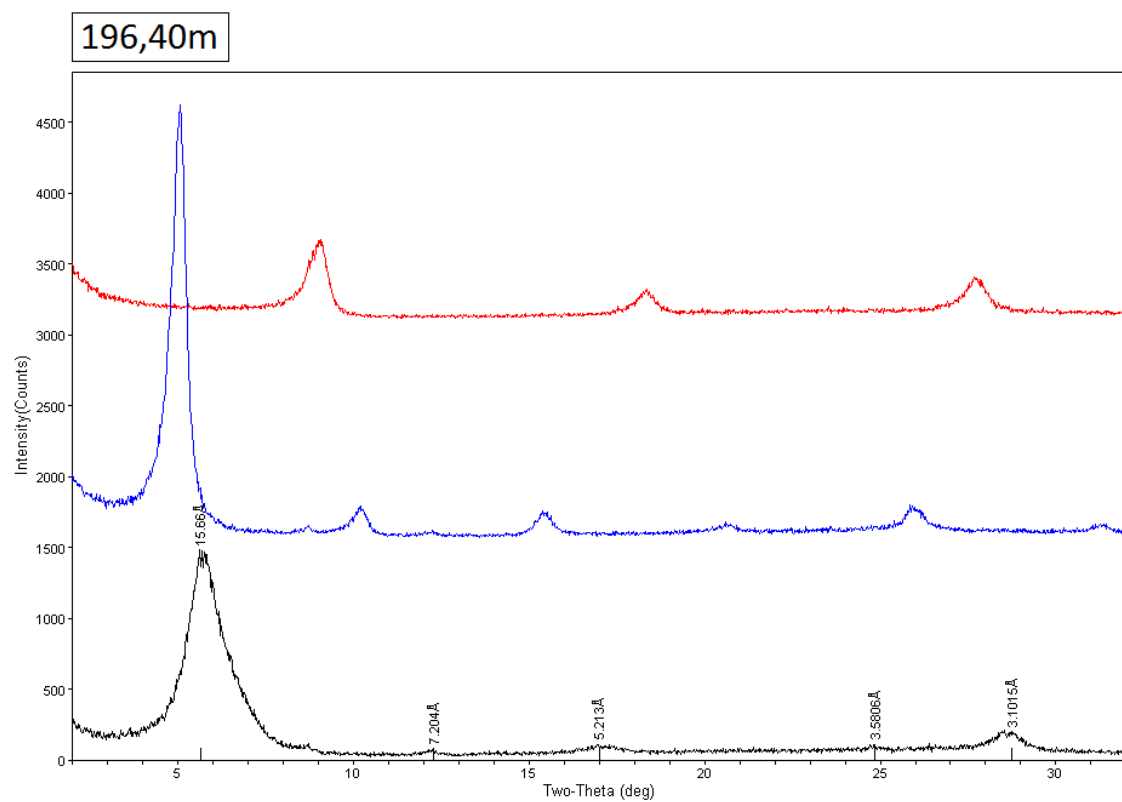
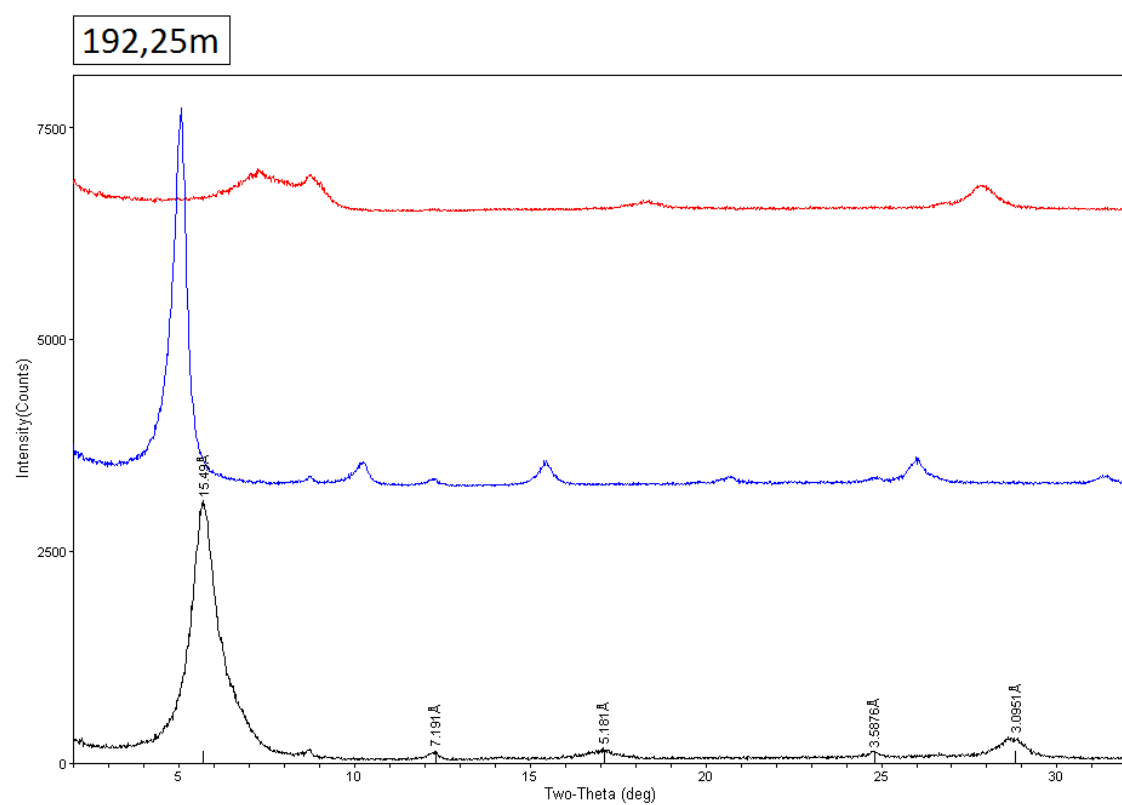
Prof(m)	Rocha	Granulometria	Seleção	Porosidade	Petrofácies	Inter. Paleoamb. (Sampol, 2007)		Dados de Perfil do Poço			
						SE	ES	RG(API)	PorSon(%)	PorEff(%)	Vsh(%)
251,10	Arenito	AMG	Má	Excelente	a	Fluvial	Flúvio-deltaico com lagos ocasionais	142,50	45,00	24,00	0,45
252,95		AG	Muito má	Ruim	d			180,00	45,00	27,00	0,50
284,15	Arenito laminado	AMF, AM	Boa a moderada	Boa	e			180,00	42,00	18,00	0,55
284,55	Arenito	AMG	Boa	Excelente	a			180,00	42,00	18,00	0,50
337,35	Arenito	AM	Muito má	Ruim	d			262,50	40,50	15,00	0,65
342,70		AM a AG	Moderada	Boa/Moderada	b			187,50	39,00	15,00	0,65
424,05	Arenito	AM a AG	Boa	Excelente	a	Fluvial		150,00	39,00	18,00	0,55
426,95		AG	Boa	Excelente	a			165,00	42,00	18,00	0,55
430,20		AG	Muito boa	Excelente	a			150,00	40,50	9,00	0,75
449,00	Arenito	AF	Boa	Excelente	e	Fl.-delt.		217,50	-	-	0,60
497,30	Arenito laminado	A/S, AMF	Boa	Ruim	d			157,50	40,50	15,00	0,65
510,25	Arenito	AF	Má	Ruim	d			150,00	39,00	24,00	0,40
521,80	Arenito	AF	Moderada	Boa	e	Flúvio-deltaico		142,50	37,50	21,00	0,50
537,85	Arenito	AG	Moderada	Excelente	a			150,00	45,00	27,00	0,40
539,55		AF	Má	Boa	e			157,50	45,00	27,00	0,40
543,05	Arenito	AG	Muito má	Excelente	a			150,00	45,00	27,00	0,37
545,60		AF	Moderada	Moderada	e			105,00	42,00	19,50	0,55
549,40		AMG	Muito má	Moderada	f			150,00	42,00	22,50	0,45
569,00	Diamictito		Muito má	Ruim	d	120,00		39,00	24,00	0,40	
571,85	Arenito	AG	Muito má	Moderada	f	135,00		39,00	19,50	0,50	
584,45	Diamictito		Muito má	Ruim	d	Fluvial		150,00	0,00	6,00	0,55
587,45	Arenito	AM	Muito má	Moderada	f			225,00	42,00	12,00	0,70
593,75	Diamictito		Muito má	Moderada	f			217,50	39,00	9,00	0,80
608,25	Arenito	AF	Muito má	Moderada	c			225,00	37,50	7,50	0,80
614,85	Arenito	AM	Má	Moderada	b			240,00	34,50	6,00	0,90
645,25	Arenito	AF	Má	Moderada	d			180,00	36,00	15,00	0,65
656,00	Diamictito		Muito má	Moderada	f			195,00	-	-	0,50
666,40			Muito má	Ruim	d			180,00	-	-	0,65
673,80	Arenito	AG	Muito má	Moderada	f			240,00	-	-	0,60
678,75	Arenito	AF	Má	Ruim	d			135,00	-	-	0,55
683,25	Arenito	AM	Muito má	Ruim	d			135,00	-	-	0,50
702,15	Arenito	AF	Má	Boa	e			225,00	-	-	0,50
702,80		AF	Moderada	Ruim	d			150,00	-	-	0,65
713,65	Arenito	AF a AM	Muito má	Boa	e			210,00	-	-	0,65
718,25	Arenito	AG	Moderada	Boa	b	180,00		-	-	0,60	

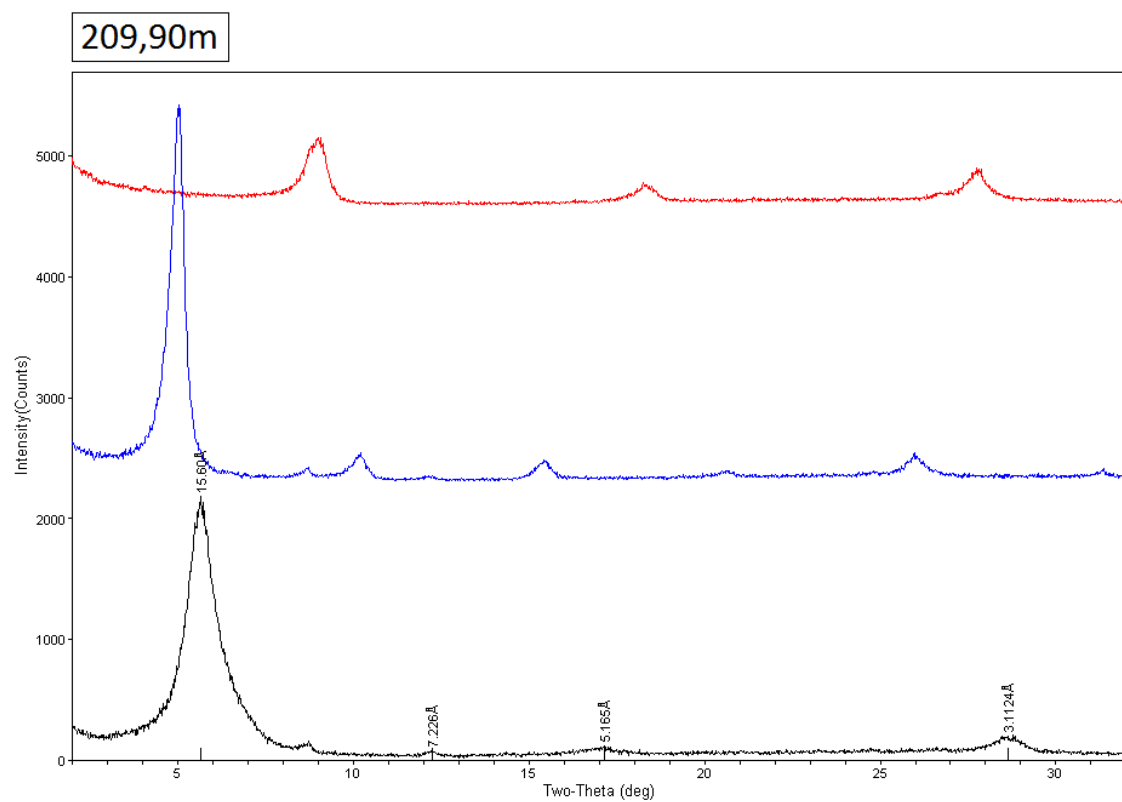
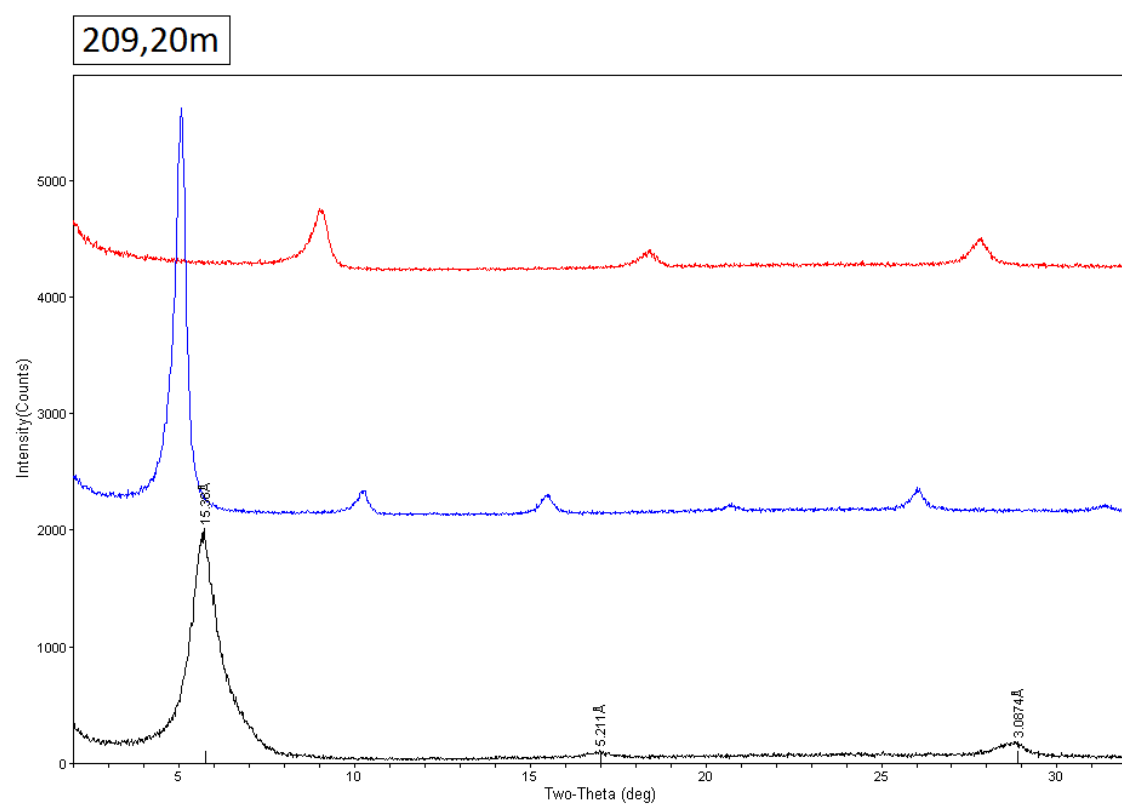
APÊNDICE C

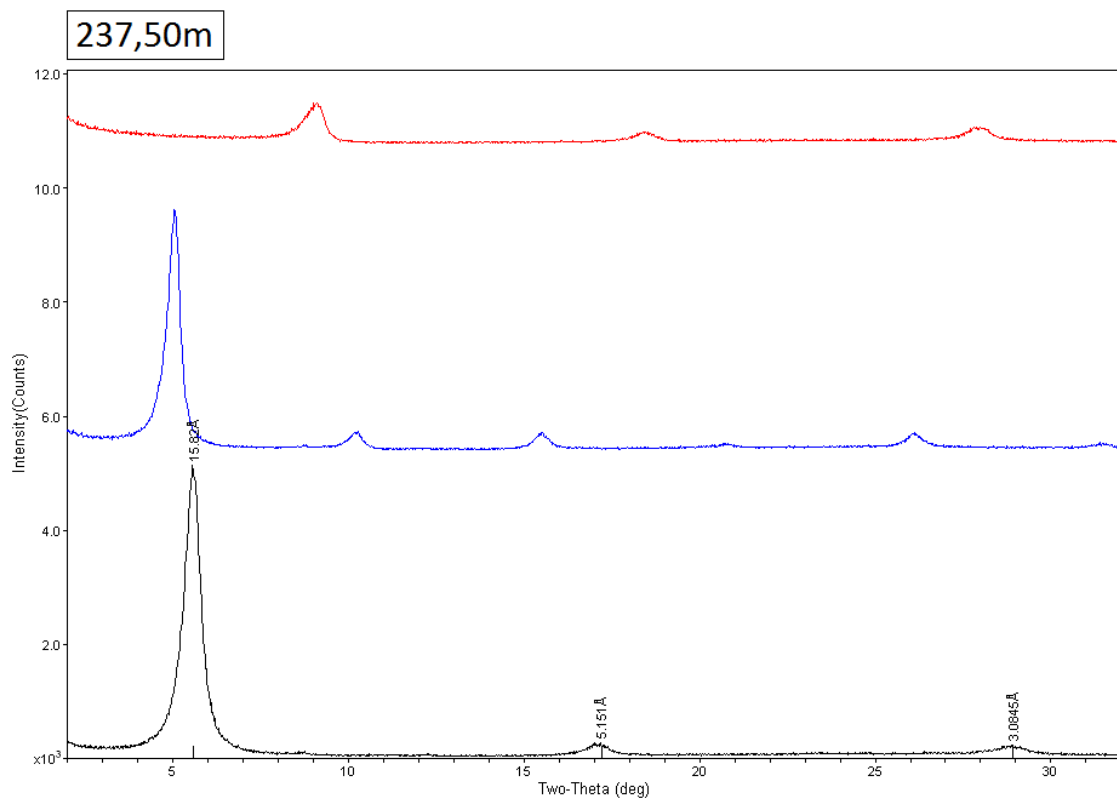
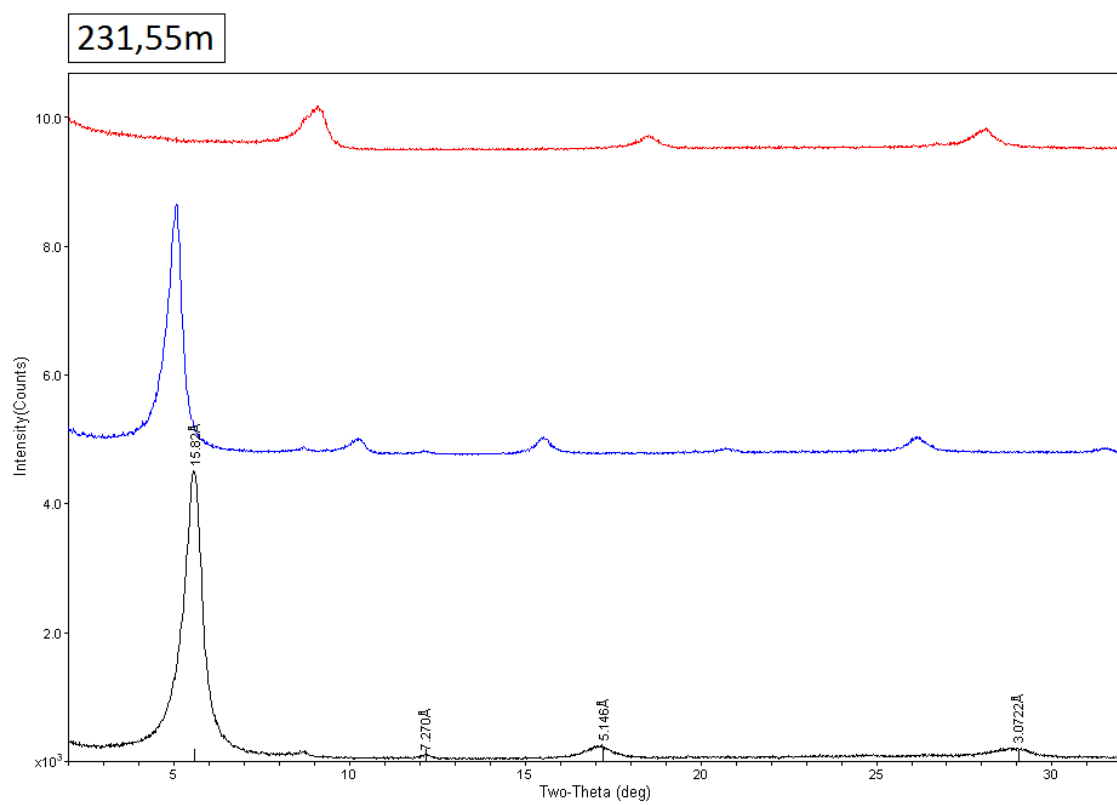
DIFRATOGRAMAS E RESULTADOS INTERPRETADOS

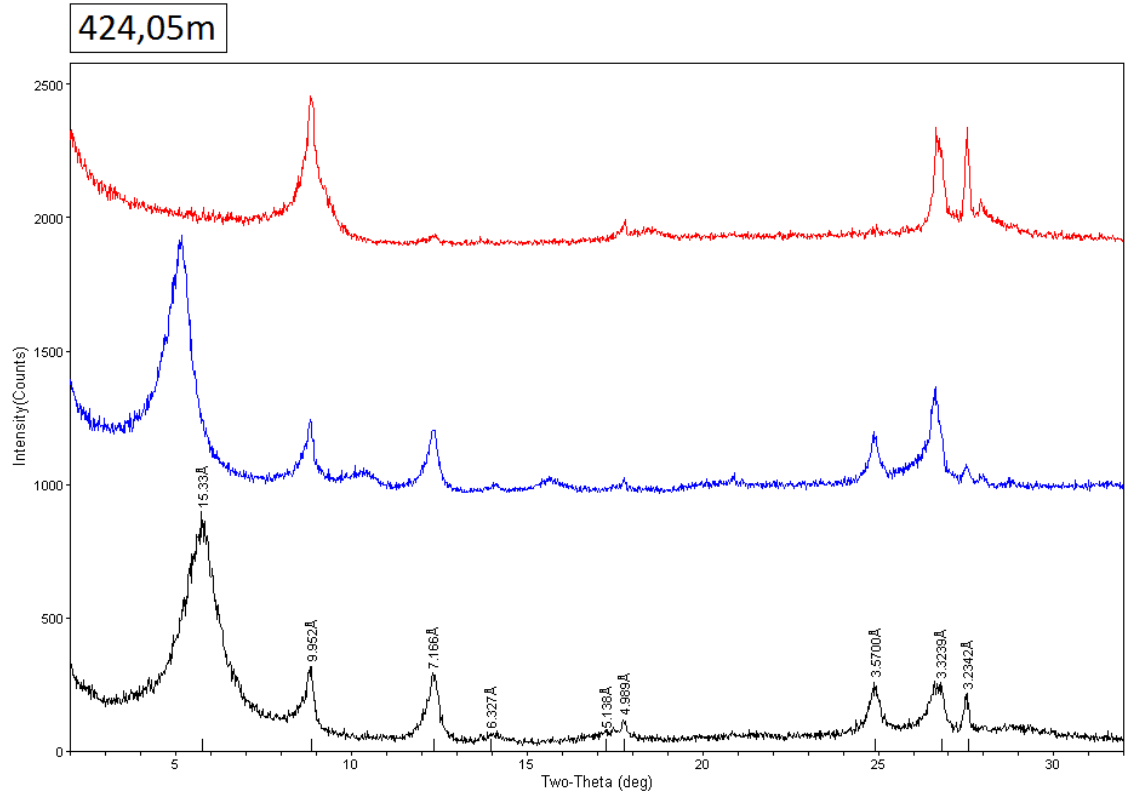
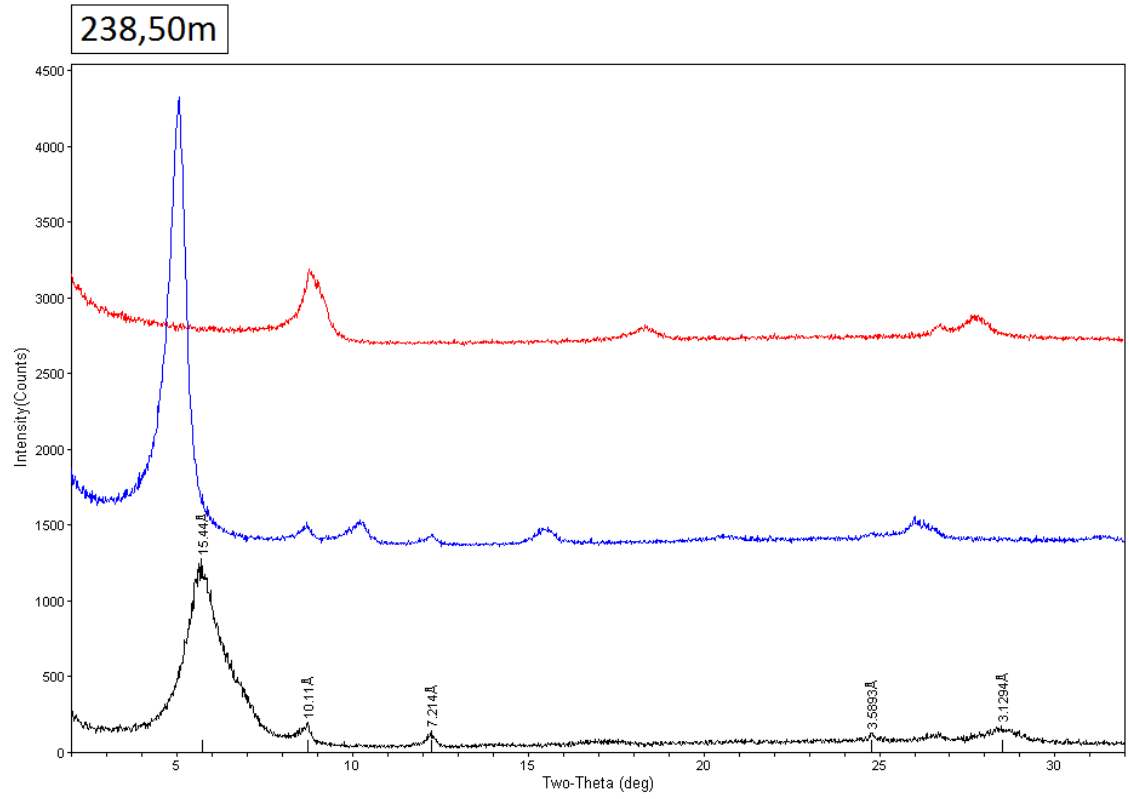


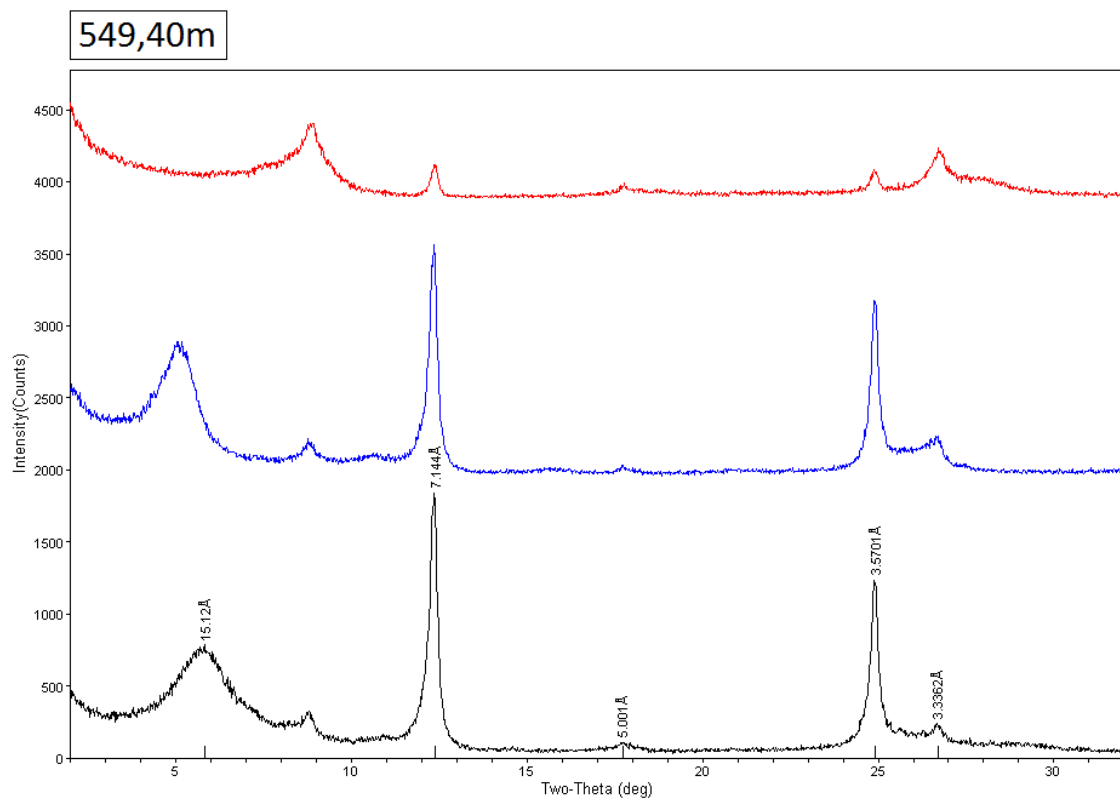
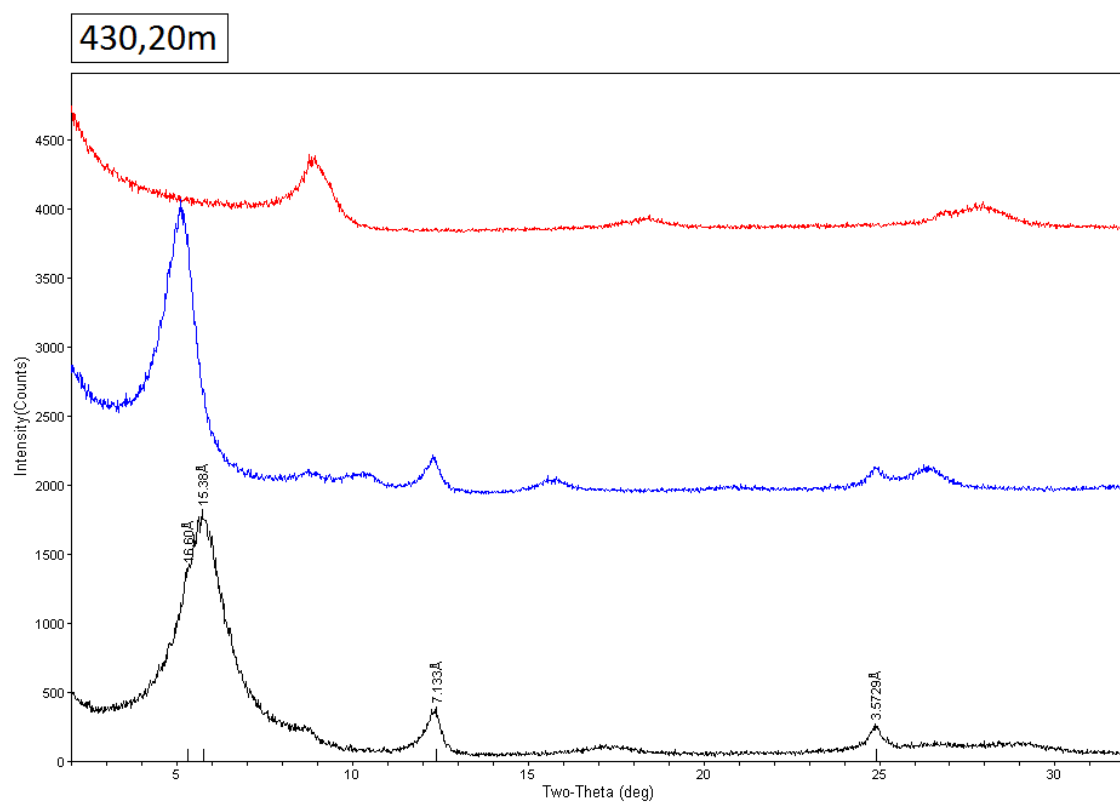


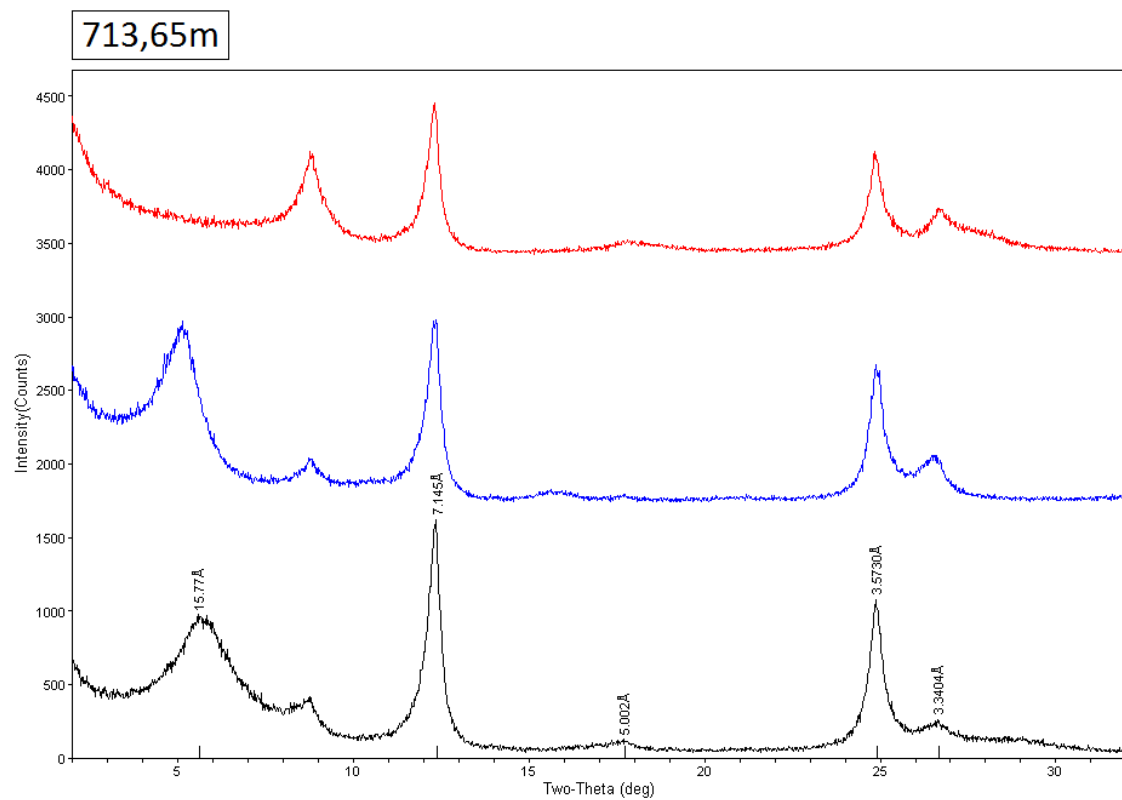
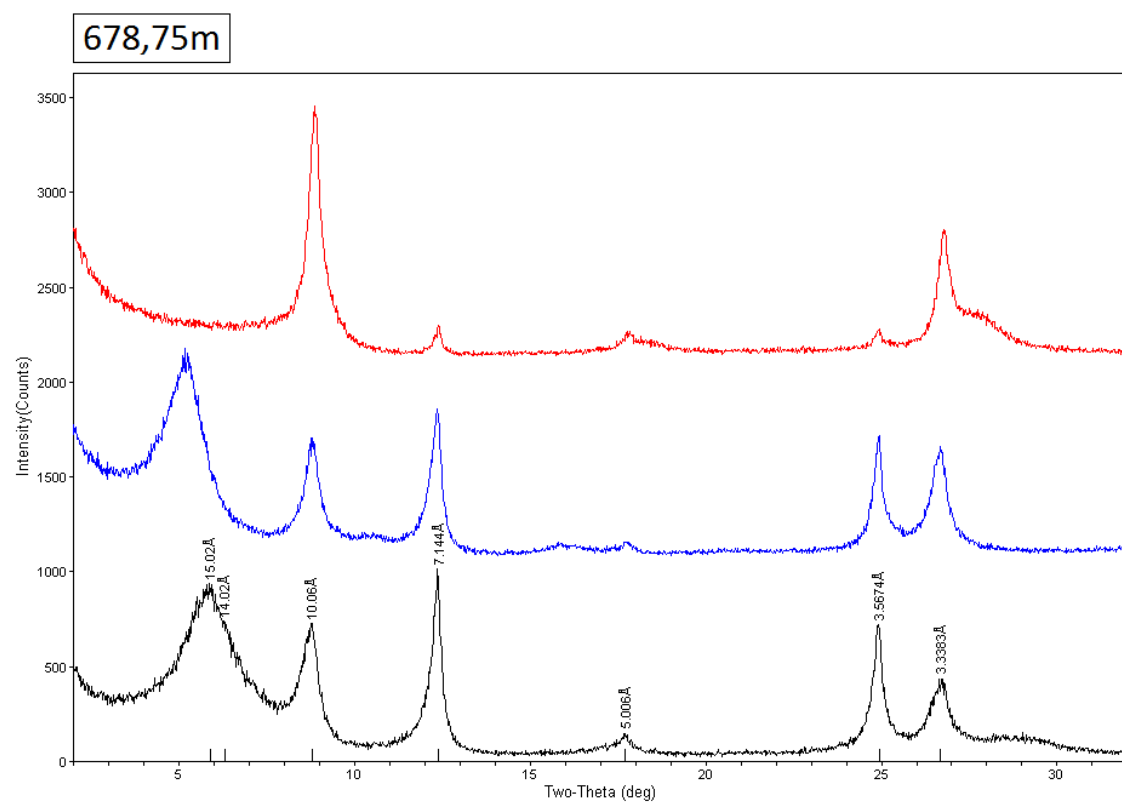








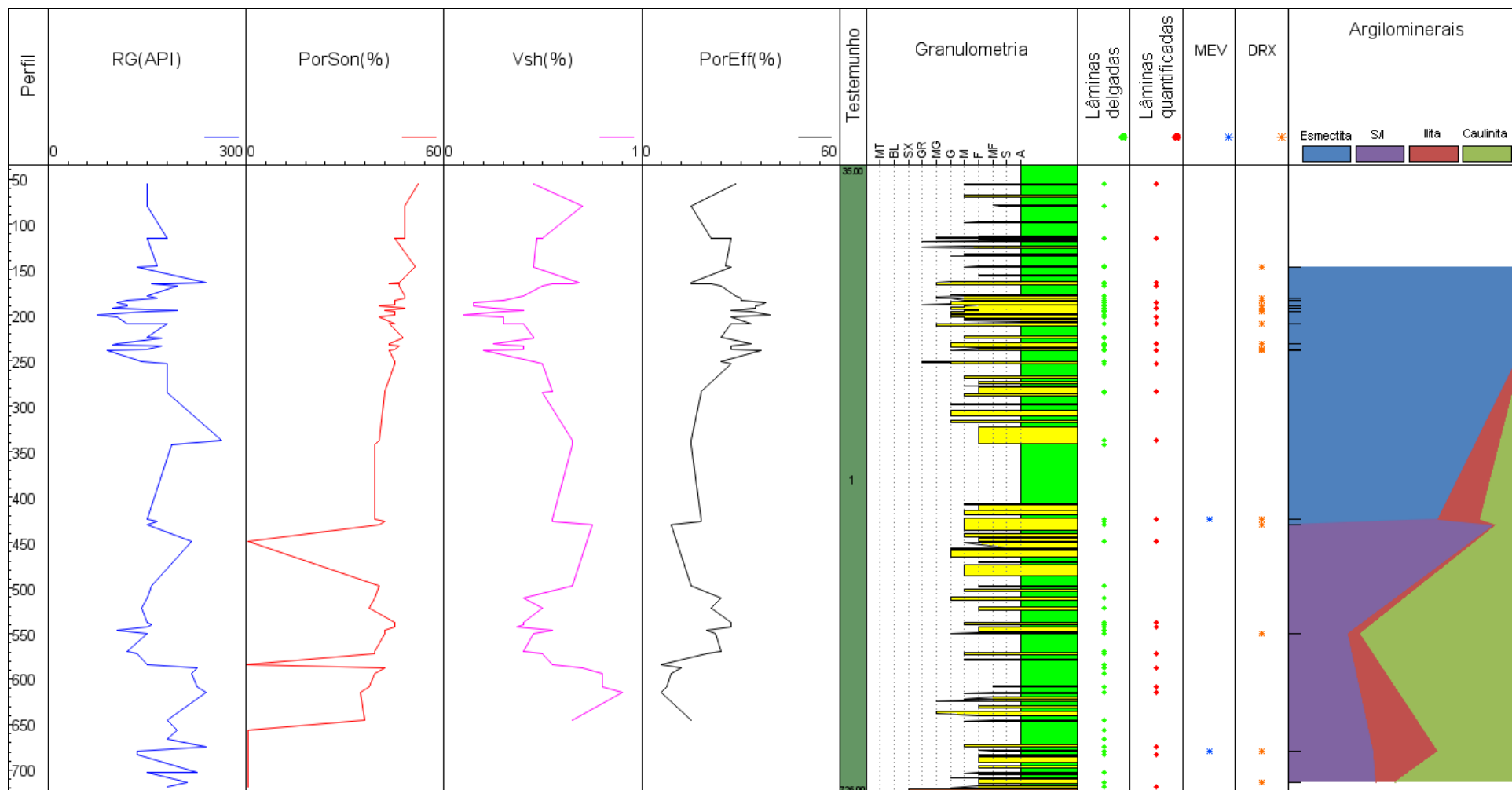




RESULTADOS INTERPRETADOS:

Prof(m)	Esmectita (%)	Ilita (%)	Caulinita (%)	S/I (%)
147,15	98	1	1	0
181,65	99	1	0	0
183,9	98	1	1	0
189,4	98	1	1	0
192,25	98	1	1	0
196,4	98	1	1	0
209,2	100	0	0	0
209,9	98	1	1	0
231,55	98	1	1	0
237,5	98	1	1	0
238,5	98	1	1	0
424,05	63	18	19	0
430,2	0	1	12,4	88,7 (I: 10% - 20%)
549,4	0	5	69	25 (I: 20% - 30%)
678,75	0	27	37	36 (I: 10% - 20%)
713,65	0	8	55	37 (I: 10% - 20%)

APÊNDICE D
PERFIS LITOLÓGICOS E GEOFÍSICOS



APÊNDICE E

CONTAGEM DE PONTOS

Constituintes	55,40	115,40	163,80	167,20	186,70	192,25	202,35	209,90	231,55	238,50	252,95	284,15	337,35	424,05	449,00	537,85	543,05	571,85	587,45	608,25	614,85	673,80	683,25	718,25
Anfíbio												0,3					0,3	0,3						0,7
Biotita detritica	2,7	4,3	0,7	0,7				4,3	0,3	3,0		6,0	2,3	0,3	3,0	0,3	0,7	1,3	0,7			0,3	1,0	0,7
Biotita em fragmento de r. plutônica			0,7	0,3			0,3			0,7	1,0	1,0		0,7	0,3	0,3	0,3	0,0			0,3	1,3		
Granada																							0,7	
Microclínio detritico	10,7	10,3	7,0	8,3	8,0	6,7	8,0	6,7	9,3	10,7	4,7	9,0	11,0	9,3	10,7	8,0	9,7	10,0	11,0	10,3	8,7	13,0	9,0	9,0
Microclínio em fragmento de r. plutônica	2,7	1,0	4,7	2,7	5,0	4,7	0,7	5,0	3,3	0,3	5,7	2,3	0,7	1,3	1,3	3,3	9,0	9,3	4,0	5,0	4,0	4,3	4,7	4,3
Muscovita detritica	1,7	2,0					2,0	1,3	1,0	1,0	0,7	2,7	2,7		0,7	1,0	0,3	0,3	1,0	0,7	0,3	1,7	0,3	1,7
Muscovita em fragmento de r. plutônica			0,7														0,3				0,3			
Ortoclássio detritico	8,7	7,7	15,0	13,7	12,0	17,0	5,7	12,3	18,7	9,0	12,0	17,7	13,0	25,7	20,0	15,7	5,7	10,0	14,3	13,7	14,7	19,0	16,7	19,3
Ortoclássio em fragmento de r. plutônica	0,7	1,7	4,0	4,3	4,0	7,0	0,3	2,7	4,3	1,0	4,7	1,3	3,7	2,3	0,7	9,3	4,0	11,3	8,0	5,7	11,3	10,7	6,7	10,7
Plagioclássio detritico - Maclado	6,0	1,3	1,0	0,7	1,3	1,0	1,7	0,3	0,7	1,3	1,0	1,0	1,7	0,3	3,0	1,7	0,3	0,3	1,3	1,0	1,0	0,3	1,0	0,3
Plagioclássio detritico - Não maclado	1,0		0,3		0,7	0,7	1,0	0,3				0,3	1,0		1,3			0,7	0,3	1,0	0,7	0,7	0,7	0,3
Plagioclássio em fragmento de r. plutônica - Maclado										0,7	0,7							0,3			0,7	0,7	0,3	0,3
Plagioclássio em fragmento de r. plutônica - Não maclado					0,3				0,3								1,3	0,3			0,3		0,3	0,3
Quartzo detritico monocrystalino	29,3	32,3	16,3	17,3	10,3	16,7	23,3	12,3	13,0	14,0	12,7	16,7	28,7	17,3	18,3	11,3	16,0	8,0	19,0	21,0	15,0	15,0	16,3	8,0
Quartzo monocrystalino em fragmento de r. plutônica	2,7	2,3	3,3	5,0	3,3	7,3	0,3	2,7	3,0	0,7	13,3	1,0	2,7	3,7	2,3	6,0	10,0	7,3	4,3	3,3	2,3	3,3	3,0	4,3
Quartzo detritico policristalino	4,3	2,3	5,7	2,7	4,7	0,7	4,0	2,0	4,3	2,7	2,3	1,3	2,7	3,0	0,7	2,7	4,0	3,0	2,0	2,3	4,7	3,0	2,7	1,3
Quartzo policristalino em fragmento de r. plutônica	4,0	1,7	4,0	6,0	3,0	1,3	0,7	2,7	2,0	1,3	4,3	0,7	3,7	2,3	0,7	2,7	9,3	10,0	2,3	4,3	5,0	4,7	3,7	4,7
Intraclasto de argila				0,7			29,7		3,7	2,7		0,3			1,0					1,3				
Albita - Crescimento - Cobertura de grão descontínua em feldspato indiferenciado					0,3																			
Argilomineral indiferenciado - Dissolução de grão - K-Feldspato	7,0	0,7	3,3	3,0	1,0	0,3	4,7		5,0	1,0	1,3	3,3	1,7	1,3	3,3	4,0	2,3	3,0	2,7	2,3	1,3	1,0	2,3	3,0
Argilomineral indiferenciado - Dissolução de grão - Plagioclássio			1,0	0,3			0,3			0,3	0,3	1,3		0,7	1,0		1,3	0,7				1,3	0,3	0,3
Argilomineral indiferenciado - Dissolução de grão - Muscovita			0,7	0,7	2,3			1,0			0,7	2,0	0,3		2,0	0,7	0,7	0,3	1,3	1,0	1,3	0,7		1,0
Argilomineral indiferenciado - Dissolução de grão - Biotita				0,7	1,0		0,3	0,7	0,7	0,3	0,7	1,3	0,7		1,3		0,3	0,7	0,3		0,3	1,0		1,7
Argilomineral indiferenciado - Cutícula	3,0	6,7	1,7	4,0	1,0			4,7		4,0	1,3	2,0	3,7	0,3	4,0	0,3	0,3	0,3	1,0	0,7	1,7	2,0	2,7	2,3
Argilomineral indiferenciado no espaço intersticial	2,0	1,0	10,7	10,0	7,3		9,7		6,0			7,3	1,0		0,3	1,7	2,7	9,7	12,3	4,0	14,0	5,0	0,3	1,7
Pseudomatríz		19,7						35,7		41,7	27,7		14,0							15,0			25,7	3,7
Caulinita vermiforme - Intergranular preenchendo poro																1,3	1,0	0,3	1,3			0,3	0,3	0,7
Caulinita vermiforme - Intergranular - Substituindo muscovita												0,3				0,7								
Caulinita vermiforme - Intragranular substitutivo - Substituindo feldspato												0,3				3,0								
Mineral de titânio diagenético - Intergranular preenchendo poro															0,3									0,3
Oxido/hidróxido de ferro - Substituindo constituinte primário								1,0			0,3	0,3	0,7											
Poro intergranular - Intersticial - Primária	12,7	3,0	16,7	16,7	33,0	36,7	3,3		17,7	0,3	1,7	15,7	3,3	30,3	21,7	24,0	18,7	8,3	9,0	4,0	9,0	9,7		15,0
Poro intragranular - Dissolução de	0,7	0,3	1,0	0,7	1,0		2,7	0,7	1,3			1,7	0,3	1,0	1,0	1,3	1,0	1,3	0,3	0,7	2,7	0,3		1,0
Poro intragranular - Dissolução de ortoclássio							0,3			0,3					0,7									0,7
Poro intragranular - Dissolução de plagioclássio			1,0				0,7			0,3	0,3	0,3	0,3			0,3	0,3							0,3
Poro intragranular - Dissolução de filosilicato	0,3	0,3		0,3			0,3	0,3		0,7	0,7	0,3	0,3		0,3							0,3		0,3
Poro móldico - Dissolução de constituinte primário indiferenciado		1,3	0,7	1,3				3,0	4,7	3,0	0,3	1,0							3,3	0,7		0,3	1,0	1,7
Poro de encolhimento					0,3			0,3	0,7		1,7	0,3				0,3		2,7		2,0	0,3	0,7	0,3	0,3